Untersuchung über Starkregen in Norddeutschland

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt von der

Philosophischen Fakultät

der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin

von

Karl Otto Ulrich

aus Waren (Müritz)

Tag der Promotion: 18. Juni 1936

Tag der mündlichen Prüfung: 28. November 1935

1936

Druck: Triltsch & Huther, Berlin O 27

188

Referenten: Prof. Dr. H. v. Ficker

Prof. Dr. A. Defant

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Meinen Eltern

Einleitung.

Diese Arbeit ist eine Erweiterung der Untersuchung H. von Fickers: „Über die Entstehung lokaler Wärmegewitter. Dritte Mitteilung: Die Starkregen in Berlin und Norddeutschland am 14. und 15. Juli 1932".

In einem ersten Teil wird allgemein über Gewitter und Schauer und ihre Entstehung gesprochen. Im zweiten Teil werden mehrere Fälle von Starkregen näher untersucht. Es wird der Versuch gemacht, das Auftreten von Starkregen zu erklären und die Gründe dafür anzugeben.

Methode.

Die vorliegende Bearbeitung erstreckt sich auf das Gebiet des norddeutschen Stationsnetzes, insbesondere auf die Norddeutsche Tiefebene. Starkregen in den thüringischen oder in den rheinischen Bergen werden nur kurz gestreift und sollen nur eingehender behandelt werden, wenn es zur Erklärung der Regenfälle nötig ist.

Wussow (31) gibt eine Definition für die untere Begrenzung dichter Regenfälle mit der Formel:

$$h = \sqrt{5t - \left(\frac{t}{24}\right)^2}$$

wobei h die Regenhöhe in mm und t die Regendauer in Minuten ist. Daraus ergeben sich folgende Werte:

5 Min.	= 5,0 mm	1½ Std.	= 20,9 mm
10 „	= 7,1 „	2 „	= 24,0 „
15 „	= 8,7 „	3 „	= 29,0 „
20 „	= 10,0 „	4 „	= 33,2 „
30 „	= 12,2 „	5 „	= 36,3 „
45 „	= 14,9 „	10 „	= 48,7 „
60 „	= 17,1 „	20 „	= 59,3 „

Den Niederschlagsbeobachtungen des Preußischen Meteorologischen Instituts ist diese Formel zugrunde gelegt.

In dieser Arbeit soll unter Starkregen jede Niederschlagsmenge verstanden werden, die zwischen den beiden Hauptbeobachtungsterminen von 7 Uhr früh bis zum nächsten Tag 7 Uhr — also innerhalb 24 Stunden — eine Ergiebigkeit von mindestens 10 mm aufzuweisen hat. Bei genauerem Hinsehen findet man, daß beide Definitionen zum großen Teil übereinstimmen.

Nach Wussow ist eine Niederschlagshöhe von 60 mm in 24 Stunden die Grenze, von der ab man von Starkregen sprechen kann. Und Regenfälle von mehr als 60 mm gehören an den bearbeiteten Tagen nicht zu den Seltenheiten. Wenn man weiter bedenkt, daß in fast allen Fällen die Regendauer höchstens einige Stunden betrug, so dürfte die obige Annahme doch berechtigt erscheinen.

Hellmann (13) hat auch gefunden, daß auf Regenfälle von mehr als 6stündiger Dauer nur 2 % an Regenhäufigkeit entfallen.

Aus den Jahren 1927 bis 1932 wurden zunächst die Tage herausgesucht, an denen in Berlin Starkregen verzeichnet sind, und die Niederschlagskarten für ganz Norddeutschland gezeichnet. In Er-

weiterung dessen sind teilweise der vorausgehende oder nachfolgende Tag ebenfalls für die Bearbeitung herangezogen, um festzustellen, ob die starken Regenfälle auch an der gleichen Stelle auftreten oder nicht.

Für die so ausgewählten Fälle wurden die drei Terminbeobachtungen an etwa 100 Stationen zweiter und dritter Ordnung, die möglichst gleichmäßig über das ganze untersuchte Gebiet verteilt liegen, benutzt und für jeden Tag mindestens an einem Termin — meist um 14 Uhr — die Temperaturverteilung auf einer Karte eingezeichnet. Die Wetterkarten und Wetterberichte sind den Wetterberichten der Deutschen Seewarte entnommen.

Zur Feststellung der Wind-, Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung in der freien Atmosphäre sind die aerologischen Berichte 1927—1932 benutzt.

I. Teil.

Bei der Durchsicht der Beobachtungstabellen für die ausgewählten Tage fiel sofort auf, daß zu denselben Zeiten, an denen von den Beobachtern starke Niederschläge gemeldet werden, auch fast regelmäßig das Gewitterzeichen oder das Zeichen für Ferngewitter eingetragen ist. Starkregen scheinen also fast stets mit elektrischen Entladungen verknüpft zu sein. Durchaus erforderlich ist es jedoch nicht, denn es treten öfter stärkere Regenfälle ohne Gewittererscheinungen auf. Diese scheinen aber örtlich ziemlich begrenzt zu sein, so daß sie bestenfalls nur von einigen Stationen erfaßt werden.

Calwagen (2) sagt: „Das für einen Schauer Charakteristische und dabei auch Wesentliche ist die schnelle und ergiebige Kondensation von Wasserdampf und das plötzlich beginnende und in der Regel kurze Zeit dauernde Ausfallen der Kondensationsprodukte." Die Bedingung für dies plötzliche und intensive Ausfallen ist eine rasche und hoch hinaufreichende Aufwärtsbewegung großer Luftmassen mit hohem Feuchtigkeitsgehalt. Diese Aufwärtsbewegung kann auf verschiedene Art vor sich gehen: stabil geschichtete Luft kann nur durch mechanische Vorgänge zum Aufsteigen gezwungen werden, während Luft mit instabiler Schichtung ohne merkliche äußere Einwirkung aufsteigen kann. In der Regel treten beide Arten von Vertikalbewegungen gemeinsam bei der Schauer- und Gewitterbildung auf: es bedarf erst eines erzwungenen Aufsteigens, ehe die Luftmassen selbsttätig weitersteigen.

Zwischen Schauern mit und ohne Gewitter besteht nur ein gradueller Unterschied. Jede Untersuchung der meteorologischen Bedingungen von Gewittern erfaßt auch das Problem der Bildung von Schauern.

Über den Gang der meteorologischen Elemente an Tagen mit Gewitterneigung ist so reichlich Literatur vorhanden, daß die Verhältnisse in dieser Veröffentlichung wohl nicht mehr angeführt werden brauchen. Es soll nur erwähnt werden, daß eine präfrontale Abkühlung in der Höhe die Luftmassen entstabilisiert und dadurch einer Schauer- und Gewittertätigkeit sehr förderlich ist. Die Abkühlung in der Höhe kann sogar genügen, um eine Umlagerung einzuleiten, ohne daß ein Einbruch kälterer Luft am Boden spürbar ist (19). Die Abkühlung am Boden tritt in solchem Fall erst als sekundäre Erscheinung auf.

Deutungen für die Abkühlung in der Höhe geben H. v. Ficker (7) und Scherhag (21). Mit den präfrontalen Vorgängen vor Kaltfronten hat sich Berson (1) sehr eingehend befaßt.

Mit der Abkühlung in höheren Schichten sind wohl die meisten Wärmegewitter zu erklären, die einige Stunden vor dem Eintreffen einer Front am Boden sich über große Gebiete erstrecken. Wenn die Kaltluft der Böenfront mächtig genug ist, entsteht an der Einbruchslinie selber noch eine ausgedehnte Gewitterfront, bedingt durch rein mechanische Hebung der Luftmassen, die durch die vorangegangenen Wärmegewitter schon in eine stabilere Schichtung gebracht sind. Besitzt die Kaltluft aber nicht die genügende Mächtigkeit, so trifft sie ohne irgendwelche Gewittererscheinungen ein.

In stabil geschichteter Luft können Schauer und Gewitter nur entstehen, wenn kalte Luft sich keilförmig unter die stabilen Luftmassen einschiebt und sie gewaltsam zum Aufsteigen zwingt. Ist die Schichtung der vorgelagerten Luft aber nicht stabil sondern labil, so genügt ein ganz kleiner Anstoß, um das ganze System zum Umkippen zu bringen. Reine Labilität tritt aber sehr selten auf, im allgemeinen ist die Massenverteilung stabil. Nun steckt aber in dem Feuchtigkeitsgehalt der Luft eine latente Wärmeenergie. Ist der Kaltluftteil so mächtig, daß er imstande ist, die stabil geschichtete Luft bis zum Kondensationsniveau zu heben, so wird bei einem weiteren Heben Kondensationswärme frei. Die aufsteigende Luft kühlt sich jetzt nicht mehr nach der Trockenadiabate um 1° auf 100 m ab, sondern nach der Feuchtadiabate um einen Betrag, der kleiner ist als 1°.

Refsdal (20) unterscheidet zwischen positiver und negativer Stabilität. Er schreibt: „In stark feuchtlabilen Luftmassen, deren relative Feuchtigkeit groß ist, aber nicht 100 %, erhält man positive Stabilität, obgleich dies bei größeren Luftmassen eine typische Gewittersituation ist. Eine bestimmte Hebung der Luftmasse bewirkt nämlich, daß die Luftmasse negative Stabilität erhält und selbständig weitersteigen kann."

Demnach spielt der Feuchtigkeitsgehalt der unteren Luftschichten eine große Rolle, denn bei geringer Feuchtigkeit muß die Hebung in große Höhen erfolgen, bis negative Stabilität auftritt. In Bodennähe nimmt fast jede Konvektionsbewegung ihren Ausgang, und es strömt unten von allen Seiten Luft nach, wenn sich ein Aufwärtsstrom gebildet hat. Die mittleren und oberen Schichten behalten dagegen ihre Höhenlage oder sinken langsam ab. Je größer die relative Feuchtigkeit am Boden ist, um so geringer ist die Höhe, um die eine Luftmasse gehoben werden muß, bis sie von selber weiter steigt.

Zur Auslösung des Umsturzes einer im feuchtlabilen Gleichgewichtszustand befindlichen Luftmasse bedarf es eines mechanischen Anstoßes. Sogar bei einer rein labilen Schichtung, d. h. wenn der Temperaturgradient größer als 1° auf 100 m ist, wird die Umlagerung nicht ohne äußere Ursachen vor sich gehen. Wie Peppler (17) und Forch (11) zeigen sind überadiabatische Gradienten im Sommer bis zu 1500 m gar nichts ungewöhnliches.

Exner (6) schreibt: „Nach der einfachen Theorie ist das labile Gleichgewicht ein Zustand, der bei der geringsten Änderung der Massenverteilung verlassen wird. Da nun an warmen Sommertagen das labile Gleichgewicht in den untersten Schichten der Atmosphäre regelmäßig eintritt, so müssen doch zu einem Massenumsturz größere Veränderungen nötig sein, die nicht alle Tage vorkommen. Denn von einer absoluten Luftruhe während des Bestehens überadiabatischer Gradienten kann keine Rede sein. Es werden also stets gewisse kleine vertikale Verlagerungen der kalten und warmen Schichten durch Winde vorkommen, und doch führen sie zu keiner Umlagerung. Es fehlt dabei die den Umsturz auslösende, genügend kräftige Ursache."

Die gewöhnliche Turbulenz und die bei starker Erwärmung stets vorhandene Luftunruhe in der Vertikalen scheint also keine auslösende Wirkung zu haben. In den unteren Schichten geht die Konvektion ganz unregelmäßig vor sich mit vielen auf- und absteigenden Strömungen.

Um eine labil geschichtete Luftmasse zum Aufsteigen zu bringen, sind andere Ursachen nötig. Sie sind meistens topographischer Art. Durch die Beschaffenheit des Geländes wird die Luft beeinflußt, oder es schiebt sich kalte Luft unter die daneben lagernde warme.

Refsdal (20) versucht die Auslösung von Schauern durch abgestorbene Fronten einer Cyklonenserie zu deuten. Unter dieser „Front" treten starke Windunruhen auf, die an Orten, wo eine für Schauer günstige Schichtung vorhanden ist, genügen, um die Schauertätigkeit in Gang zu bringen.

Untersucht man nun die Atmosphäre auf Schauer- und Gewitterbedingungen, so muß nach Calwagen (2) berücksichtigt werden:

1. die Größe der Stabilität in der Vertikalen,
2. die Verteilung des Wasserdampfes in der Vertikalen,
3. die relative Feuchtigkeit in den verschiedenen Niveaus,
4. der Gehalt an Kondensationskerzen.

Günstig für die Auslösung von Vertikalbewegungen, die zur Kondensation führen, sind ferner:

5. Konvergenz der Luftströmungen und
6. lokale geographische Verhältnisse, die ein Aufsteigen der unteren Luftmassen thermisch oder dynamisch bedingen.

Die Stabilitätsverhältnisse scheinen nicht die Bedeutung zu haben, die man ihnen allgemein zuspricht. Denn wie wir früher schon gesehen haben, kommen häufig überdiabatische Gradienten bis 1500 m, manchmal sogar bis 2000 und 3000 m vor. Es ist immerhin sehr selten, daß ein Gewitter einfach aus dem Grunde entsteht, weil solche Gleichgewichtsverhältnisse vorhanden sind, daß es ohne Anlaß zur Herstellung eines stabilen Gleichgewichtes kommt. Eine Instabilität ist aber nötig, damit die Luftmassen, wenn sie einen

auslösenden dynamischen Anstoß erhalten haben, selbständig weiter steigen.

Wichtig ist die relative Feuchtigkeit. Je größer sie unten ist, desto niedriger liegt die Kondensationshöhe und desto leichter können sich Schauer bilden. Trockene Schichten sind hinderlich für Schauerentwicklung, sie fördern sehr stark die Verdunstung, sodaß Niederschläge ausbleiben.

Kondensationskerne müssen natürlich ebenfalls vorhanden sein, da sich sonst keine Tröpfchen bilden könnten, sondern nur eine hochprozentige Übersättigung eintreten würde.

Einen großen Einfluß haben Konvergenzen für die Gewitter- und Schauerentstehung. Scherhag (21) stellt die Konvergenz der Luftströmungen als „eine Grundbedingung für die mögliche Entstehung eines Gewitters" heraus. Für die Gewitterzüge an den Grenzflächen zweier Luftmassen hat diese Annahme bestimmt Gültigkeit. Es treten aber auch vielfach lokale Konvergenzen auf, sodaß dieser Vorgang zum großen Teil auch für die Entstehung lokaler Wärmegewitter verantwortlich zu sein scheint. Ein Zusammenströmen der Luft wird meist orographisch bedingt sein. Jede konvergierende Strömung begünstigt natürlich eine Gewitterbildung, erzwingt sie sogar teilweise. Gebiete mit divergierender Luftbewegung lassen keine Schauerbildung zu. So erklärt es sich, daß im Zentrum der Anticyklonen keine Gewitter entstehen. Man findet dort ein Auseinanderströmen der Luftmassen. Aus den darüberliegenden Schichten muß Luft absinken. Hand in Hand mit diesem Absinken geht eine Austrocknung. Absteigende Luft weist immer eine geringe relative und auch spezifische Feuchtigkeit auf. Ein Sprung in der spezifischen Feuchtigkeit ist meist ein Zeichen dafür, daß eine auf- oder absteigende Bewegung der Luft stattgefunden hat.

Daß geographische Verhältnisse, teils dynamisch, teil thermisch, eine Schauerbildung fördern können, ist ebenfalls bekannt. Von allen größeren Erhebungen weiß man, daß sie günstige Voraussetzungen für Bildung von Gewittern bieten. An den Berghängen steigt die Luft empor, es bildet sich ein Gewitter. Diese Gewitter folgen in ihrer Zugrichtung dem Bodengefälle. Sobald sie die Möglichkeit haben, sich im ebenen Gelände auszubreiten, lösen sie sich von selber auf. A. Defant (4) erklärt die Tatsache, daß Gewitter, die an dominierenden Erhebungen eines Gebietes entstehen, längs der Bergabhänge den ebenen Gebieten zustreben, auf folgende Weise: Die im Gewitter erkaltete Luft strömt talabwärts und schiebt sich in Form eines Keiles unter die wärmeren Luftschichten der unteren Lagen ein und zwingt diese zum Aufsteigen längs der Hänge. Für die Norddeutsche Tiefebene kommt diese Art der Gewitterentstehung und -fortpflanzung wohl kaum in Betracht. Vielleicht sind aber in Schlesien einige Erscheinungen auf diese Weise zu verstehen.

Küsten können ebenfalls Schauer auslösen. Über dem Meere kann eine labile Schichtung — hervorgerufen durch eine obere Front nach Refsdal oder durch präfrontale Abkühlung — natürlich ebenfalls vorhanden sein, es fehlt aber die auslösende Ursache. Diese wird durch die Störungen im Stromfeld gegeben, die von der Küste veranlaßt werden.

Besonders infolge thermischer Einflüsse bilden sich Gewitter über Sümpfen und Mooren. Die Luft speichert latente Wärme in sich auf, sie wird sehr feucht (18).

Weiter ist günstig für die Schauerentwicklung, wenn kalte und warme Landstriche nebeneinanderliegen. Über den kalten Gebieten bildet sich eine Kappe kühlerer Luft, die sich unter die benachbarte wärmere schieben kann und sie zum Aufsteigen zwingt. Ist diese instabil geschichtet, oder vermag die Kaltluft sie bis zum Kondensationsniveau zu heben, so daß sie von dort aus von selber weitersteigen kann, so bilden sich Gewitter. H. v. Ficker (9) meint, daß auf diese Art viele der Wärmegewitter entstehen. Diese horizontalen Temperaturdifferenzen scheinen viel wichtiger für die Gewitterbildung zu sein als der Umstand, daß eine starke Temperaturabnahme mit der Höhe herrscht.

Im Prinzip ist es dasselbe, wenn statt der sich darunterschiebenden Kaltluft die Unstetigkeiten des Geländes der überhitzten Luft zum Aufsteigen verhelfen, indem sie die Auslösung der Instabilität in die Wege leiten.

Die Fortpflanzung einer Gewittererscheinung ist im allgemeinen durch die Windrichtung in den Schichten von etwa 2000—3000 m, in denen sich die Hauptvorgänge abspielen, bestimmt. Die Strömungsrichtung der bodennahen Schichten hat keinen Einfluß auf die Zugrichtung von Gewittern. Bei den Wärmegewittern beobachtet man oft einen Unterwind, der — zwar nur schwach — dem Gewitter genau entgegenweht. Der Grund dafür ist ein Ansaugen der Luft als Ersatz für die im Gewitter aufsteigenden Luftmassen. An den Küsten findet man es oft, daß die Gewitter gegen den Wind, der von der See auf Land steht, ziehen. Diese Strömung ist dann nicht als ein Hineinsaugen ins Gewitterzentrum zu deuten. An Tagen, an denen das Land sich stark erwärmt, stellt dieser Seewind in den untersten Schichten sich regelmäßig ein. Und gerade solche Tage sind oft günstig für Gewitterbildung.

Das Fortschreiten der Frontgewitter geht in der gleichen Richtung vor sich, in der sich der untere Kaltluftteil unter die Warmluft schiebt.

Die überadiabatischen Gradienten in Bodennähe haben wohl weniger Bedeutung für Gewitterbildung. Das hauptsächlichste Moment scheint erst der Kälteeinbruch in der Höhe zu sein. Dem Temperaturgefälle in Höhen von 3000—5000 m kommt wahrscheinlich die Bedeutung zu, die man bisher dem Gradienten der unteren Schichten zugesprochen hat. Der Gradient unten dürfte mehr Ein-

fluß auf die Intensität der Gewitter und Schauer haben. Je größer die erwärmte Luftmasse ist und je stärker sie erwärmt wird, desto größer ist ihre Steigkraft.

Nach A. Wegener (30) ist wesentlich für eine Gewitterwolke das Durchbrechen des 4000 m-Niveaus. Erst wenn dies endgültig erfolgt ist, scheinen die Blitzentladungen und Regengüsse aufzutreten. An dieser Schichtgrenze breitet sich die Wolke meist seitlich aus. Man kann sich nun vorstellen, daß die Wolke im extremsten Fall bis zur Stratosphärengrenze durchbricht. Es entsteht dann als oberster Teil der Wolke der Hagelturm.

Ein grundlegender Unterschied zwischen lokalem Regen mit und ohne elektrischen Entladungen besteht nicht. Die Erscheinungen sind die gleichen. Sie unterscheiden sich nur in der Kräftigkeit der Aufstiegsbewegung und in der Masse der durch das Aufwärtsströmen erfaßten Luft.

Die meisten Starkregen treten im allgemeinen im Juli auf. Wussow (32) hat die Jahre 1904 bis 1913 daraufhin untersucht und findet, daß die Sommermonate Juni, Juli und August mit ihren häufigen Gewitterregen mit 64,2 % den größten Anteil daran haben. Auch die im zweiten Teil genauer untersuchten Fälle verteilen sich auf diese drei Monate. Starke Winterregen sind im östlichen Teil Norddeutschlands sehr selten, im Westen kommen sie schon eher vor. Auf diese Tatsache hat schon Hellmann (14) in seinem großen Regenwerk hingewiesen.

In Küstennähe, besonders an der Nordseeküste, sind die sommerlichen Starkregen selten. Die Küsten stehen zu sehr unter dem Einfluß des Meeres. Die Temperaturen erreichen in den weitaus meisten Fällen nicht die hohen Werte, sodaß eine der Vorbedingungen für die Bildung von Gewittern fehlt, nämlich die Überwärmung genügend hoher Luftschichten. Hellmann (13) vertritt die Ansicht, daß an der Küste der größte Teil der Regenmenge im Sommer von Landregen herrührt, die von der Jahreszeit weniger abhängig sind. An der Nordseeküste liegt von 14—16 Uhr ein Niederschlagsminimum, also gerade ungefähr zu der Zeit, wo im Binnenlande die Gewitter sehr häufig sind.

Hellmann führt dies auf die verschiedenen Regentypen zurück. Es gibt zwei Typen: der ozeanische Typ mit einem Maximum bei Nacht und einem Minimum bei Tag und der kontinentale Typ mit einem Maximum am Nachmittag und einem Minimum bei Nacht. Diese beiden Typen kommen jedoch bei uns sehr selten vor. Es treten vielmehr Übergangsformen auf, die wir auch in Norddeutschland antreffen. Bei dem ozeanisch-kontinentalen Typ fällt das Hauptmaximum in die Nacht und das sekundäre Maximum auf den Nachmittag. Der kontinental-ozeanische Typ hat sein Hauptmaximum am Nachmittag und sein sekundäres Maximum in der Nacht oder in den frühen Morgenstunden.

Den ersten Typ findet man am ausgeprägtesten an der Nordseeküste. Weiter im Innern des Landes, wo sich der Wärmeunterschied des Binnenlandes gegenüber den Küstengebieten auswirkt, wird dieser Wärmegegensatz offenbar günstig für eine Gewitterbildung sein.

Der kontinental-ozeanische Typ zeigt sich am reinsten in den trockenen Gegenden Ostdeutschlands. Hier kann sich infolge der starken Erhitzung der bodennahen Schichten am leichtesten ein starker aufsteigender Luftstrom entwickeln, wenn die übrigen notwendigen Bedingungen vorhanden sind.

Die Intensität solcher Regenfälle ist sehr groß. Hellmann meint, daß als maximale Stundenmenge 90 mm vorkommen, und daß ein mehrere Stunden anhaltender Gewitterregen bis zu 150 mm Niederschlagshöhe ergeben kann. Jedoch haben die Landstriche mit maximaler Regenmenge nur geringen räumlichen Umfang. Ein solches Gebiet hat als unterste Begrenzung vielleicht nur eine Erstreckung von 1 Quadratkilometer, kann aber auch 20 bis 30 Quadratkilometer betragen. Man hat sicher Berechtigung dazu, anzunehmen, daß viele von diesen großen Regenmengen überhaupt nicht von einem Regenmesser erfaßt werden, da die Regenstationen dafür viel zu weitmaschig verteilt sind.

Wussow (33) berichtet, daß an einer Station in Berlin N. 97,3 mm Regen registriert werden, während an einer 5 km entfernten Station nur 2,1 mm gefallen waren. Auch Kaßner beschreibt in den Ergebnissen der Niederschlagsbeobachtungen in den Jahren 1909 bis 1912 mehrere solcher Fälle.

Gewitter und Gewitterregen treten in den einzelnen Jahren sehr verschieden auf. Einmal sind sie selten und fehlen innerhalb großer Gebiete fast ganz, in einem anderen Jahr gehen sie sehr zahlreich nieder. Den Grund für dieses Verhalten scheint man in der allgemeinen Wetterabwicklung suchen zu müssen. Es sind die Zyklonen, die durch ihre Häufigkeit ein mehr oder weniger gewitterreiches Jahr bedingen. In einem Jahr, in dem Norddeutschland stark unter dem Einfluß von Antizyklonen steht, wird die Gewittertätigkeit gering sein. Wechselt die Großwetterlage aber oft, und gerät Mitteleuropa oft in den Bereich von Depressionen, so werden die Gewitter häufig auftreten. Das gilt sowohl für die Frontgewitter, als auch für die Wärmegewitter, die ja stets am Rande eines Hochdruckgebietes sich einstellen, wenn die Isobaren schon eine zyklonische Krümmung zeigen, also ein bis zwei Tage vor einem Wetterumschwung, wenn in der Höhe schon Abkühlung eingetreten ist. Nach Langbeck (15) haben die Gewitter im wesentlichen ihre auslösende Ursache in den über die betreffenden Gebiete hinwegziehenden Depressionen. Auch die Zugrichtung der Gewitter bleibt von den Mitteleuropa beeinflussenden Zyklonen stark abhängig.

Die stärksten Niederschläge treten bei Beginn des Gewitters auf. Der Regen wird gleichmäßiger, wenn die eigentliche Gewitterwolke vorübergezogen ist. Nun finden sich bei einem Gewitter nicht immer auch starke Niederschläge, ebenso wie auch ergiebige Regenfälle ohne oder doch nur bei ganz minimalen elektrischen Entladungen niedergehen.

— Süring (28/29) und Mey (28) haben nähere Untersuchungen darüber angestellt. Sie teilen die untersuchten Fälle in zwei Gruppen. In der einen überdecken sich Regen und Gewittergebiete nur stellenweise. Die Gewitter waren an den Rändern von flachen Tiefdruckkernen oder in Tiefdruckrinnen aufgetreten. Im Innern dieser Tiefdruckkerne war allgemein Neigung zu Niederschlägen vorhanden. Ziemlich gleichmäßige und verhältnismäßig niedrige Temperaturen waren anscheinend nicht günstig für die Entstehung von Gewittern. An den Rändern dieser in ihrem Innern durch Niederschlag und fehlende Sonneneinstrahlung abgekühlten flachen Depressionen wird der horizontale Temperaturgradient größer als in der Umgebung, und an den Luftdruckrinnen können leicht zwei verschieden temperierte Luftströme zusammentreffen. Eine wichtige Voraussetzung für die Gewitterbildung ist damit gegeben. Niederschläge treten im Kern der flachen Depressionen als Landregen auf, an den Rändern fällt der Regen strichweise entsprechend den Gewitterzügen.

In der zweiten Gruppe ist die Luftdruckverteilung sehr gleichmäßig, die Temperaturen sind sehr hoch. Man erkennt oft, daß die Isobaren sich zu einem Gewittersack ausbuchten. Gleichmäßige Luftdruckverteilung in Höhe von 750—760 mm ist überhaupt sehr günstig für die Gewitterentstehung. Es ist dann nur eine schwache Luftbewegung vorhanden, sodaß auch die Schichten in höheren Lagen stark geheizt werden können. Ein starkes Temperaturgefälle in der Vertikalen ist die Folge. Regenfälle treten hierbei nur in Begleitung von Gewittern auf.

Süring und Mey arbeiten sehr viel mit der Druckverteilung im 2500 m-Niveau und finden, daß die Gewitterentstehung oft in dieser Höhe schon angedeutet ist, wenn am Boden noch gar nichts zu erkennen ist. Auch die Zugrichtung der Gewitter läßt sich viel genauer aus der Druckverteilung in der Höhe bestimmen. Die obere Druckverteilung muß natürlich in den Winden der betreffenden Höhen zum Ausdruck kommen. Im wesentlichen ist es also nichts anderes als die Tatsache, daß die Gewitter stets mit der Strömung ziehen, die in 2000 bis 3000 m herrscht.

Eine kurzdauernde Steigerung des Niederschlags ist oft beim Niedergehen von Blitzen zu bemerken. Im allgemeinen wird beides zugleich auf eine vorübergehende Verstärkung der Vertikalbewegung zurückgeführt. Schmauß (23) vertritt die Ansicht, daß es vielleicht „dadurch zustande kommt, daß eine Blitzentladung als der primäre Vorgang die Koagulation der Wolkenelemente veranlaßt, sodaß die

Zunahme des Niederschlags eine Folge der elektrischen Entladungen der Tröpfchen wäre".

Bisher ist nur über die Verhältnisse bei Tage gesprochen. Zur Entstehung von Schauern und Gewittern wurde stets die Überhitzung der unteren Schichten als wichtig und fördernd hingestellt. Es wurde aber schon gesagt, daß wahrscheinlich die Temperaturen der mittleren Schichten von etwa 500 bis 2000 m einen größeren Einfluß auf diese Vorgänge haben.

Eine Stütze dieser Ansicht ist, daß Schauer auch noch entstehen können, wenn unten schon eine Abkühlung durch Ausstrahlung eingesetzt hat. Refsdal (20) hat gezeigt, daß Nachtregen feuchtlabil sein können. In den Höhen, die durch nächtliche Abkühlung nicht mehr erfaßt werden, bleibt die Feuchtlabilität erhalten. Über Wasserflächen müßte es bei Nacht leichter zu Instabilitätsschauern kommen, da die tiefen Luftschichten lange nicht in dem Maße abkühlen, wie über Land. Bedenkt man aber, daß auch tagsüber die Erwärmung über dem Wasser nicht zu solchen Höhen hinaufreicht wie über Land, so versteht man, daß von einer Verstärkung der nächtlichen Schauertätigkeit über Wasserflächen nichts bekannt ist.

Die Überwärmung der Schichten über der nächtlichen Inversion bleibt bei Nacht erhalten. In diesen Schichten kann die stärkste Aufwärtsbewegung erst in den Abend- und Nachtstunden einsetzen, wie H. v. Ficker (8) gefunden hat. Man sieht also wieder, daß die Vorgänge in den unteren Schichten nur nebensächliche Bedeutung haben. Es muß immer wieder angenommen werden, daß der Abkühlung in den oberen Schichten und deshalb dem Temperaturgefälle in den mittleren Luftschichten die größte Bedeutung zugewiesen werden muß.

II. Teil.

Im ersten Teil wurden alle Bedingungen, die zur Schauer- und Gewitterentstehung und überhaupt zur Bildung von Kondensationserscheinungen führen können, besprochen. Im zweiten Teil sollen die Ergebnisse des ersten auf einige besondere interessante Fälle von Starkregen angewandt werden.

Bevor nun mehrere Beispiele behandelt werden, sollen kurz einige Mängel angeführt werden, die sehr genaue und eingehende Untersuchungen verhinderten. Die Zusätze in den Beobachtungstabellen sind sehr unzureichend. Teilweise wurde von den Beobachtern nur das Regenzeichen oder Gewitterzeichen hinzugesetzt. Die Zeitangaben von Regenfällen und Gewittern sind durchaus mangelhaft. Die Zugrichtung wird meistens nicht angegeben. Es wurden zwar einige Regenregistrierstreifen zu Rate gezogen und danach die Zeiten bestimmt, vielfach waren diese Registrierungen aber nicht erreichbar oder es fehlten gerade die interessierenden Tage. Es kam auch vor, daß auf den Registrierstreifen Niederschläge verzeichnet waren, während vom Beobachter nichts angegeben war oder umgekehrt.

Sehr spärlich sind die aerologischen Angaben. Serienaufstiege sind nicht vorhanden für die betreffenden Tage. Es wurde meistens nur ein Morgenaufstieg gemacht. Sonntags fanden in dem betreffenden Jahre überhaupt keine Aufstiege statt, was sich mehrfach nachteilig bemerkbar machte. Es wurde trotzdem versucht, aus dem geringen Material mit Hilfe der spezifischen Feuchtigkeit und der potentiellen Temperatur die Luftmassen auf Vertikalbewegungen zu untersuchen. Dies wurde jedoch bald als zwecklos abgebrochen, da die Vergleichsaufstiege zeitlich zu weit auseinanderliegen.

Zu bemerken ist noch, daß aus technischen Gründen auf den Niederschlagskarten nur die Isohyeten von 0, 10, 30, 50, 70, 100, 150 und 200 mm gezeichnet werden konnten. Das Gleiche gilt für die Isothermen, die von zwei zu zwei Grad gezeichnet wurden. Daher kommen die Kontraste sehr oft nicht in ihrer wahren Größe zur Geltung. In die Karten, auf denen die Windverteilung dargestellt wurde, wurden in den Gebieten mit wechselnden schwachen Winden keine Pfeile eingezeichnet.

Beispiel 1.

13. bis 15. Juli 1932.

In der Zeit vom 13. bis 15. Juli 1932 gingen in Norddeutschland verbreitet Niederschläge nieder. An den beiden ersten Tagen, am

13. und 14. Juli, waren sie überall von Gewittern begleitet, die teilweise nur schwach auftraten. Sie wirkten dann aber insofern mit, als sie durch kleine Böen die auslösende Ursache lieferten für einen örtlich begrenzten Starkregen mit nur schwachen elektrischen Entladungen. (30).

Am 13. Juli fielen die Niederschläge hauptsächlich in dem küstennahen Norddeutschland östlich der Elbe (Fig. 1). Helgoland gibt eine Niederschlagshöhe von 45,0 mm an, der Streifen mit verstärktem Regen folgt der Elbe bis nach Lauenburg, dann verläuft er über Elde, ostmecklenburgische Seenplatte und Stettiner Haff zur

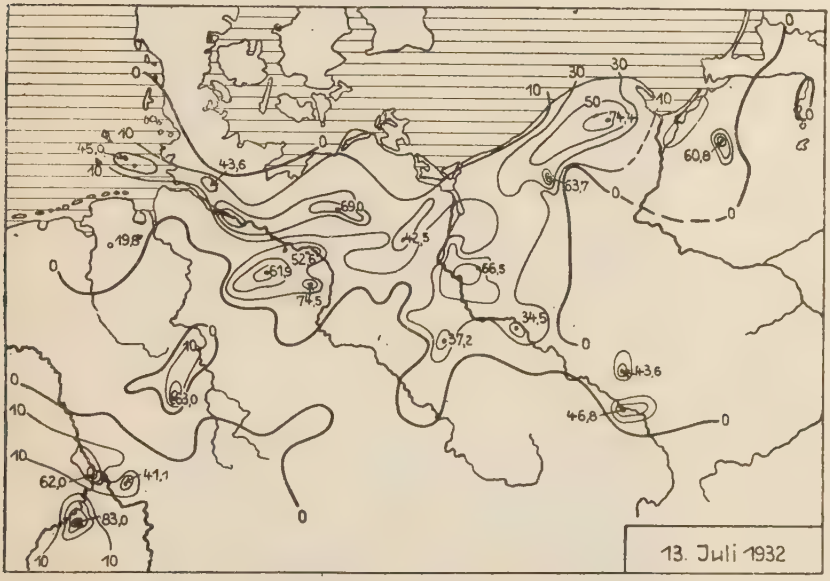
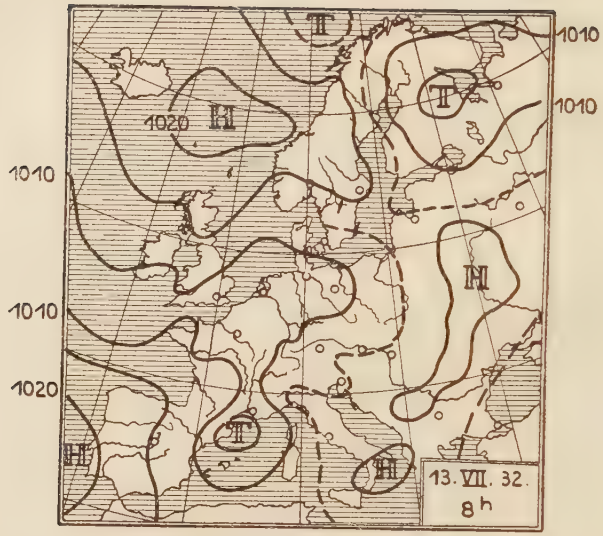


Fig. 1. Niederschlagsverteilung am 13. Juli 1932.

hinterpommerschen Küste. Bei Leba tritt er auf die Ostsee hinaus und läßt sich nicht weiter verfolgen. In der Gegend von Schivelbein schließt sich ein zweites Regengebiet an, das teils im Spreewald, teils an der Oder bei Grünberg seinen Anfang nimmt. Ein drittes Regengebiet, das vielleicht noch zu dem großen ostelbischen hinzugerechnet werden kann, liegt zwischen Celle und Dömitz. Auch in Oberschlesien befinden sich noch einige kleine Starkregeninseln. Getrennt von diesem großen Regengebiet, das auf den ersten Blick zusammenzugehören scheint, ist die Regeninsel westlich der Weser bei Paderborn—Arolsen und das Regengebiet am Rhein und an der Mosel. Es liegen große niederschlagslose Landstriche dazwischen.

Die Niederschläge traten überall in Verbindung mit Gewittern auf. Ein einheitlicher Gewitterzug ist jedoch nicht festzustellen. So



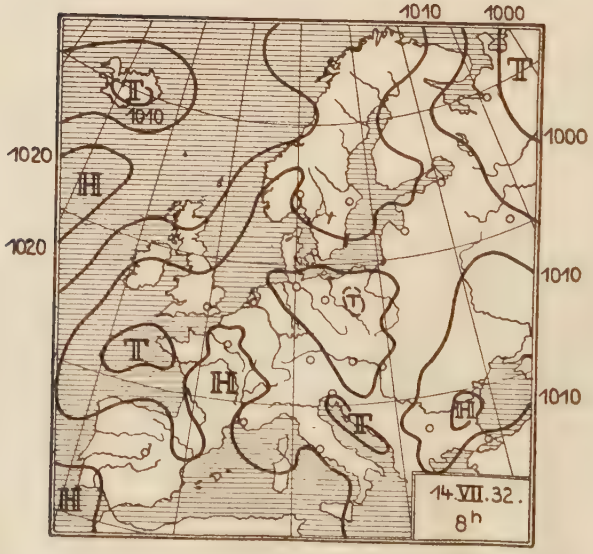
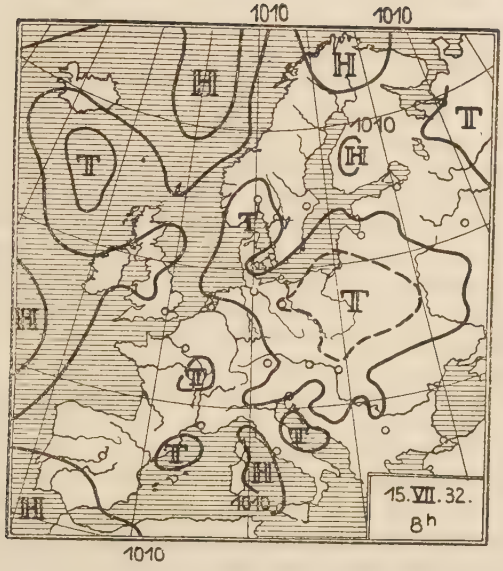


Fig. 2 u. 3. Wetterlage am 13. u. 14. Juli 1932, 8h.



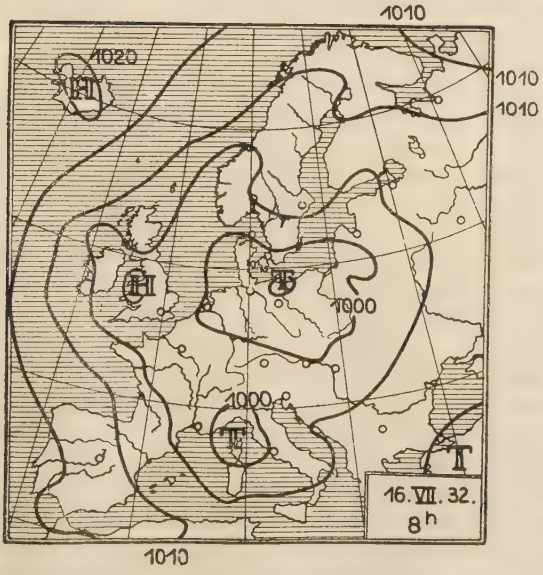


Fig. 4 u. 5. Wetterlage am 15. u. 16. Juli 1932, 8h.

stellten sich an der Nordseeküste Gewitter schon von 9 Uhr ab ein. Auch im Binnenlande treten Gewitter schon am Vormittag auf. Grünberg meldet Gewitter ab $10.^{40}$, Landsberg/Warthe ab $11.^{20}$, Waren (Müritz) ab $11.^{30}$, die pommersche Küste ab 13 Uhr. Oldenburg gibt Gewitter schon von $6.^{40}$ bis $8.^{45}$, Bremervörde Ferngewitter von 7 bis $8.^{15}$. In den übrigen Gebieten gehen die Gewitter gegen Mittag nieder. Zu der gewöhnlichen Zeit, also in den Nachmittagsstunden, werden Gewitter in Schlesien und im Rheinland gemeldet. Daraus geht schon hervor, daß diese Niederschläge nicht von Wärmegewittern in strengster Bedeutung des Wortes herrühren können. Auch die Zugrichtungen sind ganz verschieden. Zeitlich jedoch gehören die Gewitter zusammen, die in dem schmalen Regenstreifen von Helgoland bis nach Dömitz zur Mittagszeit niedergehen. Sie entstehen alle zwischen $12.^{45}$ und 14 Uhr. Danach kann es also kein Gewitterzug sein, der über der Elbe hinzieht.

Wetterlage (Fig. 2—5): Deutschland steht unter dem Einfluß eines flachen Tiefdruckgebietes. Die horizontalen Druckunterschiede über Europa sind nur gering. Eine günstige Vorbedingung für Gewittertätigkeit ist also gegeben. Im Verlauf des Tages verstärkt sich das Tief noch. Das Tief ist bis zum Abend zu einem selbständigen Kern geworden, verlagert hat es sich nur wenig. An seinen Rändern sind zahlreiche Gewitter, teilweise wiederholt, niedergegangen. Diese Ränder liegen gerade dort, wo am 13. Juli die Gewitter mit den starken Regenfällen auftraten, an der deutschen Küste, längs der Oder und in Westdeutschland. Die Gewitterregen im Rhein-Moselgebiet sind wohl die letzten Ausläufer der zahlreichen Gewitter in Frankreich, die ebenfalls durch das mit seinem Kern über Deutschland liegende Tief bedingt wurden.

Das Tiefdruckgebiet bleibt in den nächsten Tagen über Mitteleuropa liegen. Es wandert langsam nach Osten und vertieft sich etwas. Am 15. morgens liegt der Kern über Polen. Dann wird es jedoch rückläufig. Am 16. Juli morgens lagert es in seinem Hauptteil über Norddeutschland mit einem Kern von 955 mbar über der Odermündung. Dies Tief entwickelt sich weiter und zieht nordwärts ab. Da auch die horizontalen Druckunterschiede größer werden, geraten die Luftmassen mehr in Bewegung. Aus nördlichen Richtungen kann kalte Luft nachfließen, die die warme Luft am 17. und 18. Juli endgültig fortschafft. Ein gewisser Umschlag der Witterung trat schon in der Nacht vom 14. zum 15. Juli ein. Es kam aber zu keiner merkbaren Abkühlung, da infolge der kleinen horizontalen Druckgradienten nur geringe Windgeschwindigkeiten auftraten und keine Kaltluft aus Norden nachfließen konnte. Lediglich etwas kühlere maritime Luft aus Westen konnte einen großen Teil Deutschlands überfluten und ließ infolge starker Bewölkung keine Temperaturerhöhung durch Sonneneinstrahlung in den Mittagsstunden zu.

Die Temperaturverteilung in Norddeutschland am 13. Juli ist folgende: von Polen aus erstreckt sich schon morgens 7 Uhr ein Keil

warmer Luft bis zur deutschen Nordseeküste (Fig. 6). An der Küste der mittleren Ostsee, an der Elbemündung und im Havelland bis nach Südostmecklenburg findet man Temperaturen von 24°. Man kann wohl annehmen, daß in diesen Gebieten die größere Labilität vorhanden ist. Und in der Tat entstehen die Gewitter am Vormittag

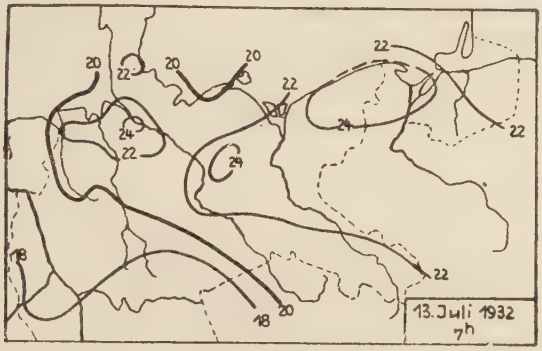


Fig. 6. Temperaturverteilung am 13. Juli 1932, 7h.

zum größten Teil innerhalb der Gebiete, die von der 23° Isotherme umschlossen werden. Noch deutlicher wird das Temperaturbild bei der Betrachtung der 14 Uhr-Karte (Fig. 7). Es hat sich eine Zunge

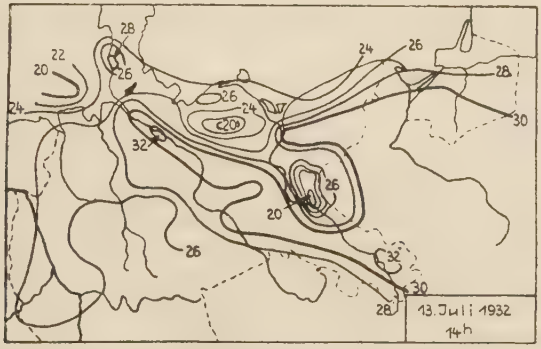


Fig. 7. Temperaturverteilung am 13. Juli 1932, 14h.

mit hohen Temperaturen gebildet, in die die gesamten Starkregenfälle sich einordnen lassen. Leider fallen die Gebiete, in denen schon vor dem Beobachtungstermin Gewitter mit Starkregen niedergingen, stark heraus. Daß aber auch hier sehr hohe Temperaturen vorhanden waren, zeigt, um nur ein Beispiel zu nehmen, die Beobachtung von Köslin, die als Temperaturmaximum in den späten Morgenstunden 30,1° angibt. In der Wärmeinsel von 32° in Oberschlesien bildet sich nachmittags ein lokales Gewitter.

Das Gegenstück dazu ist die scharfe Nase der 30° Isotherme, die bis Berlin zurückgeht. In der Regenkarte erkennt man, daß gerade dort keine Niederschläge fielen. Die Nullinie der Niederschläge weicht dort ein ganzes Stück nach Norden zurück.

Über der Nordsee ist als Folge der Gewitter in allen Vormittagsstunden ebenfalls eine Abkühlung eingetreten.

Als Eigentümlichkeit sei die Karte der Temperaturverteilung von 21h eingeschaltet (Fig. 8). Die Gebiete, in denen im Laufe des Tages Gewitterregen gefallen sind, sind schraffiert. Die ergiebigsten Niederschläge werden von der 19° Isotherme eingeschlossen. Da stellenweise die Regen schon sehr früh niedergingen, konnten die Tempe-

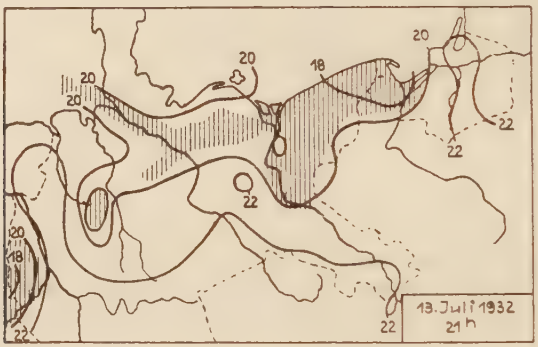


Fig. 8. Temperaturverteilung am 13. Juli 1932, 21h.

raturen bis 21h in diesen Gegenden wieder ansteigen, sodaß in einigen Gebieten, wie an der mittleren Oder, die Isotherme von 20° mit herangezogen werden muß.

Die 14h Karte (Fig. 7) gibt den Zeitpunkt wieder, an dem in Norddeutschland überall die Gewitter und Regenfälle beginnen. In dem schmalen Wärmekeil, der sich längs der Elbe bis etwa nach Stade erstreckt und von der 30° Isotherme begrenzt wird, entstehen zur gleichen Zeit überall Gewitter. Auch in der deutschen Bucht treten zur gleichen Zeit in einem begrenzten Strich Regenfälle und Gewitter auf.

Die Erklärung für diese Tatsache findet man bei der Betrachtung der Windverteilung zur Zeit des Gewitterbeginns. (Fig. 9). Es trifft sich gerade günstig, daß diese Zeit ungefähr auf den 14h Beobachtungstermin fällt. Die dick ausgezogenen Pfeile stellen die Windrichtungen über einem größeren Gebiet dar. Je größer der Pfeil, umso größer ist der Raum, in dem eine gleichmäßige Windströmung herrscht. Die Befiederung der Pfeile gibt die Windstärke in Beaufort an. In Gebieten mit wechselnden Winden wurden keine Pfeile gezeichnet. Ganz deutlich erkennt man, daß längs der Elbe und Elde eine Konvergenzlinie liegt. Die feuchte Maritimluft aus westlichen

Richtungen trifft hier auf die trockene warme Ostströmung. Aus den Feuchtigkeitsangaben der Beobachtungsstellen von 7^h ersieht man auch, daß im Westen Deutschlands feuchtere Luftmassen liegen. Sie schwanken zwischen 85 % und 95 %, während in Ost- und Norddeutschland 60 % bis 80 % relativer Feuchtigkeit angegeben werden. Für die Mittagsbeobachtungen lassen sich die Feuchtigkeitsangaben nicht mehr verwerten, da die vielen während des Beobachtungstermins niedergehenden Regenfälle an zahlreichen Stellen einen sehr hohen Feuchtigkeitsgehalt angeben, während im Bereich der eigentlichen Maritimluft, in dem nirgends Gewitter auftraten, eine verhältnismäßig niedrige Feuchtigkeit verzeichnet ist.

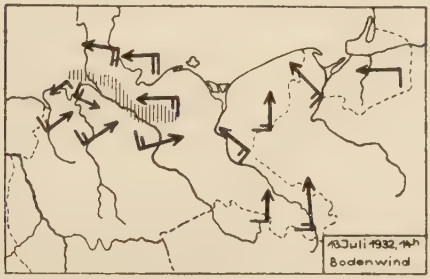


Fig. 9. Windverteilung am 13. Juli 1932, 14^h.

Die Konvergenzlinie ist aus der Bodenwindkarte von 14^h (Fig. 9) durch Schraffierung gekennzeichnet. Sie fällt vollkommen mit dem schmalen Streifen zusammen, in dem sehr ergiebige Niederschläge fallen. In diesem Raum treten von 14 bis 19^h zahlreiche Gewitter auf. Hamburg meldet Gewitter um $13.^{45}$, $14.^{20}$, $14.^{30}$, $16.^{00}$ bis $16.^{45}$ und 17 bis 18^h. Starker Regen fällt von $15.^{43}$ bis 19^h.

Eine Konvergenz der beiden verschiedenen Luftströmungen ist auch in der Höhe festzustellen, wie aus den Pilotballonaufstiegen von 7 und 8^h hervorgeht. In 1000 m hat sich die südwestliche Strömung bis etwas über die Weser hinaus durchgesetzt. Sie ist sehr schwach 1—2 m/sec., eine Folge der sehr geringen Druckunterschiede in der Horizontalen. Das gleiche Bild bietet sich in 2000 m und 3000 m Höhe. Die Windgeschwindigkeiten betragen hier 2 bis 6 m/sec. Im übrigen Deutschland ist eine Südströmung mit 5—10 m/sec. anzutreffen, die in Schlesien schon bis zum Boden durchgedrungen ist. Über Elbe und Weser, im Grenzgebiet der Luftmassen, wehen südöstliche Winde. Mittags liegen die Verhältnisse ähnlich, infolge stärkerer Bewölkung sind zu dieser Zeit aber weniger Pilotaufstiege gemacht. Man kann aber annehmen, daß die Konvergenzlinie noch etwas weiter zur Elbe hin vorgeschritten ist. Die Winde in 1000 m Höhe zeigen, daß die Annahme berechtigt ist. Bremen hat bis 1000 m Höhe WNW-Winde.

Die Zugrichtungen der Gewitter schließen sich den Windverhältnissen in der Höhe an. Soweit Gewitter in Westdeutschland auftreten, ziehen sie von Südwest nach Nordost (Trier, Celle, Brocken). Im östlichen Deutschland schreiten sie von Süd nach Nord fort. In dem Konvergenzgebiet ist entweder überhaupt keine Fortpflanzungsrichtung feststellbar, oder die Gewitter ziehen innerhalb weniger Stunden aus ganz verschiedenen Richtungen. In der Umgegend von Helgoland treten von $9.^{15}$ bis gegen 17^{h} vier Gewitter auf, die nacheinander aus Ost, Südost, Süd und Südwest heranziehen. Vielleicht ist hierin das langsame Vordringen der Maritimluft zu erkennen. Auch in den übrigen Gebieten scheinen die Konvergenzen die aus-

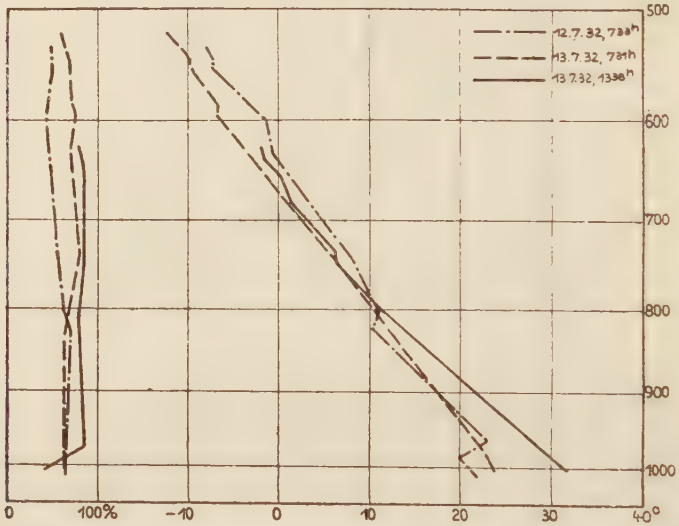


Fig. 10. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Hamburg.

lösende Ursache der Gewitter zu sein. Die Gewitter in Pommern und an der pommerschen Ostseeküste entstehen dort, wo abwechselnd Süd-, Südost- und Nordostwinde wehen.

Mit dem aerologischen Material lassen sich genaue Untersuchungen nicht anstellen. Serienaufstiege sind nicht vorhanden. Nur in Hamburg sind am 13. Juli zwei Flugzeugaufstiege gemacht, der zweite gerade vor Beginn der Gewittertätigkeit (Fig. 10). Zum Vergleich ist in der Zeichnung noch der Morgenaufstieg vom 12. Juli angegeben. Gegenüber dem 12. Juli ist am 13. in der Höhe eine Abkühlung bis zu 5° eingetreten. Der Feuchtigkeitsgehalt ist stellenweise um 30 % vergrößert. Bis zum Mittag nimmt die Feuchtigkeit noch mehr zu, besonders auch am Boden, trotzdem die Temperatur in den mittleren Schichten stark ansteigt. Das Kondensationsniveau

sinkt weiter herab. Am 12. Juli morgens liegt es noch in etwa 2000 m Höhe, am 13. morgens in 1400 m und mittags nur noch in etwa 600 m.

Der Zustand der Atmosphäre über Hamburg zeigt sehr günstige Bedingungen für Gewitterentwicklung. Die Luftmasse wird immer instabiler. Die Konvergenz der Luftströme leitet dann den Umsturz längs einer großen Linie in den Mittagsstunden ein. Da die Luftmassen sehr feucht sind, besonders auch in der Höhe, treten ergiebige Niederschläge auf.

Über Königsberg nimmt die Gewitterneigung im Laufe des 13. Juli ebenfalls zu. (Fig. 11). Auch hier findet man Abkühlung in

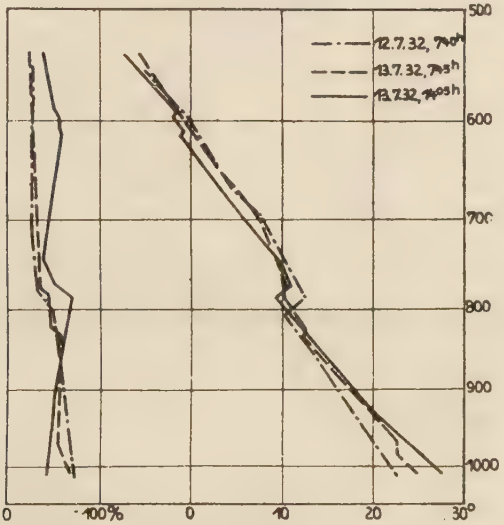


Fig. 11. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Königsberg.

der Höhe. Sehr hohe Werte nimmt die Feuchtigkeit jedoch nicht an. Auch fehlt die starke Konvergenz, sodaß keine so ergiebigen Regenfälle auftreten bei den in Ostpreußen niedergehenden Gewittern.

Von den übrigen Aufstiegen ist keiner für eine Untersuchung am 13. Juli verwertbar. Berlin ist nicht vorhanden, die Lindenberger Aufstiege reichen nicht in genügend große Höhen hinauf.

14. Juli.

An diesem Tage treten drei Regengebiete auf (Fig. 12). Das erste im westlichen Ostpreußen, das zweite längs eines schmalen Streifens von der Wesermündung bis nach Oberschlesien, das dritte in den thüringischen Bergen und in Sachsen. Die Gebiete, an denen am Vortage sehr regenreiche Gewitter niedergingen, sind am 14. Juli

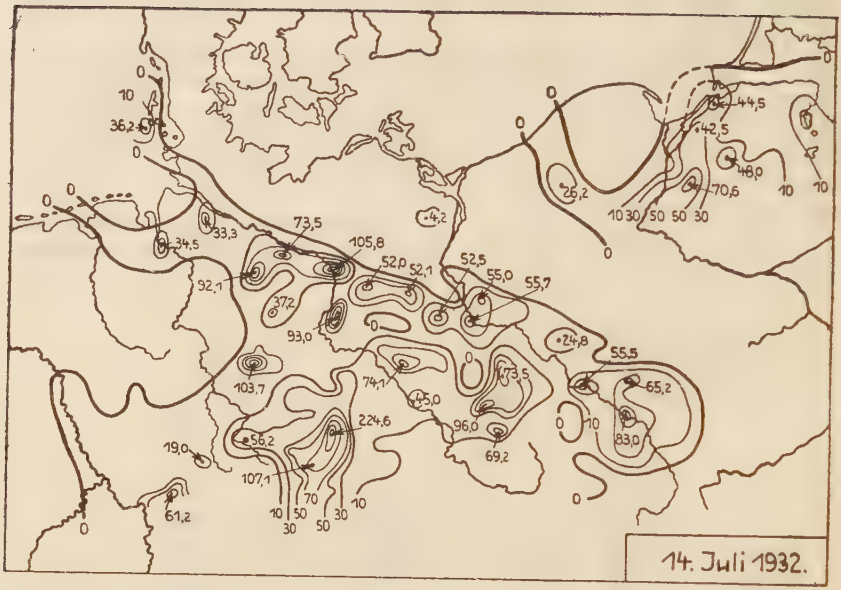


Fig. 12. Niederschlagsverteilung am 14. Juli 1932.

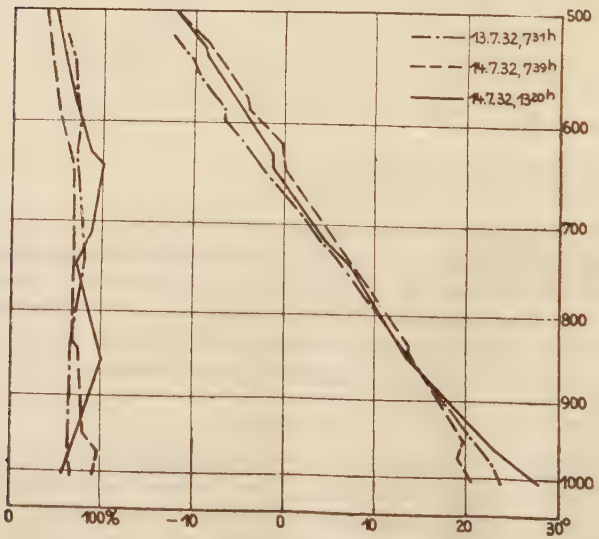


Fig. 13. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Hamburg.

frei von Regen und Gewittern. Die Umschichtung scheint hier also stabilere Verhältnisse geschaffen zu haben, sodaß keine Gewitter entstehen können. Daß die Luftmassen tatsächlich im stabileren Gleichgewicht lagern, geht aus den Hamburger Aufstiegen vom 14. Juli hervor. (Fig. 13). Die Temperaturkarte von 14^h zeigt, daß die höchsten Temperaturen südlicher liegen als am Vortage. (Fig. 14). Die für Gewitterbildung günstigen Gegenden liegen also dort, wo von den Nachmittagsstunden ab die starken Regen gefallen sind. (Fig. 15).

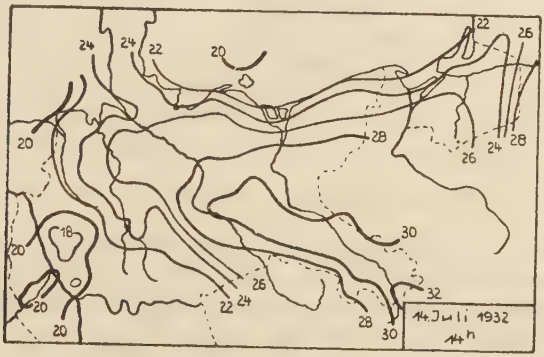


Fig. 14. Temperaturverteilung am 14. Juli 1932, 14^h.

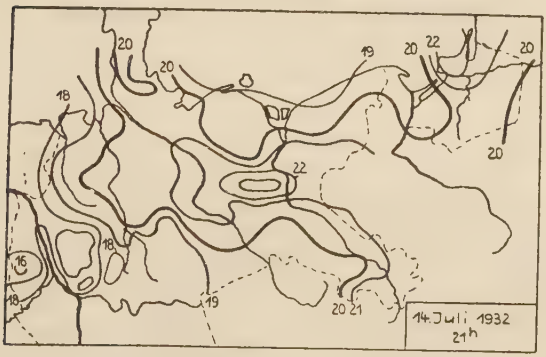


Fig. 15. Temperaturverteilung am 14. Juli 1932, 21^h.

Am frühesten entstehen die Gewitter in Thüringen. In ihrer Begleitung gehen starke Wolkenbrüche nieder. Wetterzeube meldet in der Zeit von 14.^{10} bis 15.^{13} eine Regenhöhe von 65,6 mm. Einige Kilometer südwestlich von Wetterzeube meldet eine Station 224,6 mm Regen. Aus der Temperaturverteilung ergibt sich keine Deutung hierfür. Näher kommt man der Lösung, wenn man die Geländeverhältnisse betrachtet. Die feuchten Luftmassen aus Westen stauen sich an den Thüringischen Bergen. Außerdem zeigen die Höhen-

winde eine deutliche Konvergenz. Die Westwinde treffen auf die Südströmung, die schon am Vortag wehte.

Nur wenig später entladen sich die Gewitter in Ostpreußen. Auch hier treten keine hohen Bodentemperaturen auf. Wohl aber

Fig. 16. Windrichtung und -stärke am 14. Juli 1932, 14h.

ist eine deutliche Konvergenz der Luftströmung am Boden auf der 14h Karte zu erkennen. (Fig. 16). Auch macht sich in der Höhe eine leichte Abkühlung bemerkbar, während in Höhen von 500 bis 2500 m eine Erwärmung um 3—4° erfolgt. (Fig. 17).

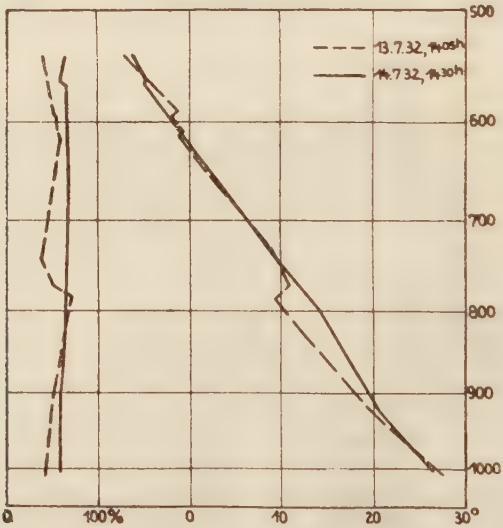


Fig. 17. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Königsberg.

Zwischen diesen beiden Gebieten liegt der lange schmale Niederschlagsstreifen. H. v. Ficker (10) hat nachgewiesen, daß dieser Regenstreifen zum größten Teil mit einem Gewitterzug zusammen-

hängt, der kurz vor 16h an der Elbe-Wesermündung beginnt und nachts gegen 5h an der mittleren Oder zum Erlöschen kommt. Der Grund für das Erlöschen ist wahrscheinlich darin zu suchen, daß verhältnismäßig stabil gelagerte Luftmassen eine Fortpflanzung verhindern. In Schlesien hat nachmittags schon an vielen Stellen unabhängig voneinander eine Umlagerung stattgefunden. Ein einheitlicher Gewitterzug ist nicht vorhanden gewesen. In Schlesien sind um 14h die höchsten Temperaturen in Deutschland anzutreffen. Für Gewitterbildung ist dies Gebiet also besonders prädestiniert. Aus den Registrierballonaufstiegen in Lindenberg am 13. Juli abends und am 14. Juli morgens und mittags geht hervor, daß eine Abkühlung in der Höhe schon vorhanden ist.

Auch der Hamburger Nachmittagsaufstieg (Fig. 13) zeigt gegen den Morgenaufstieg eine Abkühlung in der Höhe. Die Umlagerung

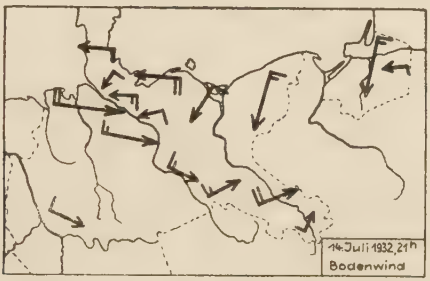


Fig. 18. Windrichtung und -stärke am 14. Juli 1932, 21h.

vom Vortage hat also nur eine vorübergehende Stabilisierung gebracht.

Die Luft ist in der Höhe sehr viel feuchter geworden, besonders in Königsberg. Es scheint, als ob die feuchte Maritimluft in der Höhe schon ganz Deutschland überflutet hat. Die Winde in 2000 m und 3000 m Höhe bestätigen es: Stettin, Berlin, Breslau, Gleiwitz, Danzig und Königsberg zeigen in 3000 m West- und West-Südwest-Winde, in 2000 m Südwest-Winde.

Es besteht daher überall in Deutschland Gewitterneigung. Die auslösende Ursache bilden auch am 14. Juli wieder Konvergenzen der Luftmassen. Es wurde schon gesagt, daß in Thüringen und Ostpreußen Konvergenz vorhanden ist. Aber auch in Schlesien scheint Konvergenz die Gewitter ausgelöst zu haben. Eine südliche und nordwestliche Strömung treffen hier aufeinander. In den niederschlagsfreien Gebieten ist auf den Windkarten von 14 und 21h deutlich eine Divergenzzone zu erkennen. (Fig. 16 u. 18). Auf einer Konvergenzlinie liegt auch der schmale Streifen, in dem inselförmig große Niederschlagsmengen gefallen sind. Längs dieser Linie kämpfen die maritimen Luftmassen aus Westen mit Winden aus östlichen und

nördlichen Richtungen. Der Übergang von warmem, trockenem Wetter zu kühlerer Witterung in der Nacht vom 14. zum 15. Juli, von dem H. v. Ficker (10) spricht, scheint sich demnach so erklären zu lassen, daß die Strömung aus West den Sieg davon getragen hat.

15., Juli 1932.

Im größten Teil Norddeutschlands treten Niederschläge auf (Fig. 19). Regenfrei ist das Küstengebiet der westlichen Ostsee, das Gebiet an der holländischen und belgischen Grenze und ein kleiner Fleck an der unteren Oder. Besonders tritt durch seine großen

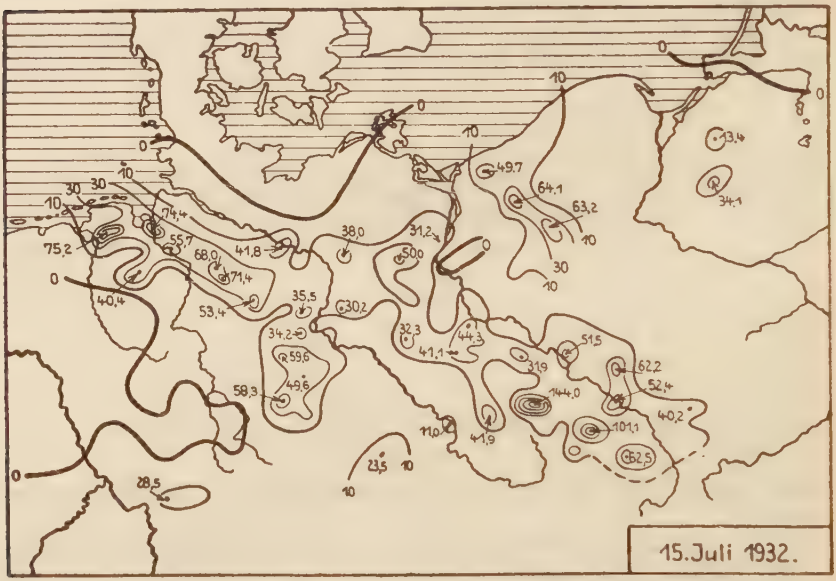


Fig. 19. Niederschlagsverteilung am 15. Juli 1932.

Niederschlagshöhen ein Streifen hervor, der sich von den Ostfriesischen Inseln bis nach Oberschlesien quer durch Norddeutschland erstreckt. Ein weiteres Regengebiet liegt in Hinterpommern. Gewitter sind nur in Schlesien und Hinterpommern aufgetreten. Bis etwa zur Neiße hin bleibt der Regenstreifen frei von Gewittern. Ein grundlegender Unterschied gegenüber den Vortagen liegt darin, daß die Niederschläge in diesem Streifen als Landregen fallen. Die Regenzeiten sind sehr verschieden. In Lintzel (Hannover) regnet es von $8.^{30}$ bis zum nächsten Morgen $6.^{30}$, in Magdeburg von $12.^{30}$ bis $19.^{00}$, in Berlin von $22.^{40}$ bis $5.^{10}$ am 16. Juli, in Klausthal (Harz) von $9.^{40}$ bis $16.^{30}$. Die größten Niederschlagsmengen treten westlich von Emden in der Nähe der Nordseeküste und in Schlesien auf.

Die Temperaturkarte von 14h gibt wenig Aufschluß. (Fig. 20). Die höchsten Temperaturen findet man gerade an der westlichen Ostsee. Dort fallen aber keine Niederschläge. Man erkennt also, daß an den Stellen mit hoher Bodentemperatur durchaus nicht immer Gewitter entstehen. Die Temperaturen erreichen nicht mehr die hohen Werte der Vortage. Die feuchte Maritimluft hat ganz Deutschland überströmt. Dadurch ist überall starke Bewölkungszunahme erfolgt, die eine starke Sonneneinstrahlung verhindert.

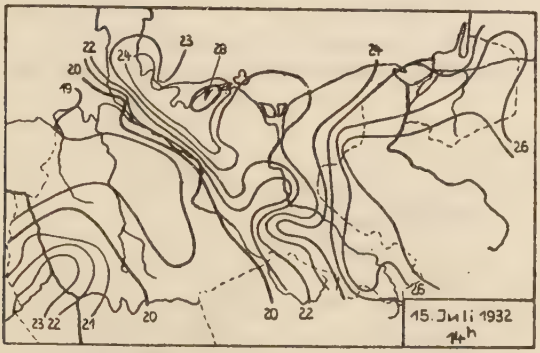


Fig. 20. Temperaturverteilung am 15. Juli 1932, 14h.

Eine eindeutige Erklärung für den Regenstreifen erhält man bei der Betrachtung der Karten, auf denen die Bodenwinde zu den drei Beobachtungsterminen eingetragen sind. (Fig. 21—23). Da das Tiefdruckgebiet rückläufig geworden ist, kamen die östlichen Winde, die schon ganz aus Deutschland verdrängt waren, wieder zur Geltung. Im äußersten Norden Deutschlands konnten die Ostwinde sogar bis zur Nordsee vordringen. Quer durch Norddeutschland zieht sich daher eine Konvergenzlinie, die den ganzen Tag über an der gleichen Stelle liegen bleibt. Am deutlichsten macht sich das Konvergenzgebiet in der 21h Karte bemerkbar. Die Konvergenzlinie wird hier durch ein langgestrecktes Gebiet mit Luftruhe angedeutet.

An der gleichen Stelle scheint auch noch in 1000 m Höhe eine Konvergenz zu liegen. (Fig 24). Wie aus der Karte hervorgeht, herrscht im Norden Deutschlands Nordost- bis Ost-Nordost-Wind, während in West- und Mitteldeutschland Westwinde wehen. In Schlesien findet sich eine südwestliche Strömung. Da eine starke Wolkendecke vorhanden ist, reichen die Windbeobachtungen nicht höher hinauf. Nur Stettin und Dortmund geben in 2000 m und 3000 m Windstille. Es kann aus den wenigen Beobachtungen aber herausgelesen werden, daß der Wind in allen Höhen schwach ist.

Die Gewitter in Hinterpommern, in deren Gefolge starke Niederschläge fielen, dürften ebenfalls durch Konvergenz ausgelöst sein, die besonderes aus der 14h Karte (Fig. 22) hervorgeht.

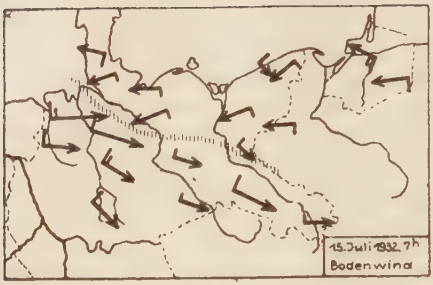


Fig. 21. Windrichtung und -stärke am 15. Juli 1932, 7h.

Fig. 22. Windrichtung und -stärke am 15. Juli 1932, 14h.

Fig. 23. Windrichtung und -stärke am 15. Juli 1932, 21h.

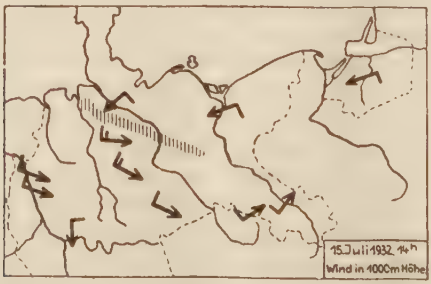


Fig. 24. Höhenwinde in 1000 m am 15. Juli 1932, 14h.

An der westlichen Ostsee weht ein gleichmäßiger Ostwind, man erkennt sogar eine leichte Divergenz. Das dürfte der Grund sein, daß es trotz ziemlich hoher Temperaturen am Boden nicht zur Schauer- und Gewitterbildung kommt.

In Schlesien scheint die Konvergenz nur eine geringe Rolle zu spielen. Die Schraffierung wurde deshalb auch nicht bis nach Oberschlesien durchgeführt. Lediglich aus der 14h Karte könnte man auf eine schwache Konvergenz schließen, da zu dieser Zeit längs der Oder sehr schwache Winde aus wechselnden Richtungen wehen.

Die Bodentemperaturen (Fig. 20) liegen zwischen 24° und 26°. Gegenüber den Temperaturen von morgens 7h ist eine Erwärmung von 4—6° eingetreten. Von Überhitzung der bodennahen Luftschichten kann also keinesfalls die Rede sein.

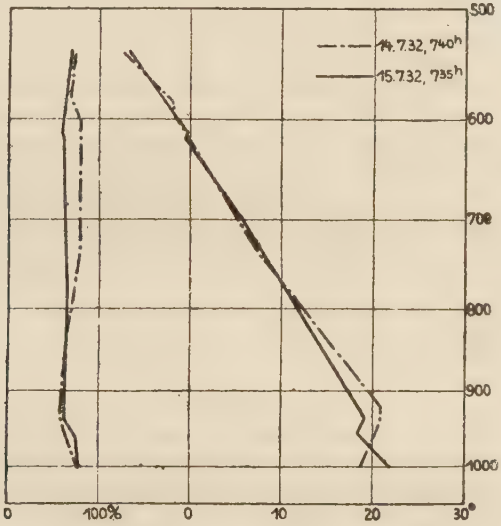


Fig. 25. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Königsberg.

Leider sind am 15. Juli in Nordeutschland wegen der sehr tief liegenden Wolkendecke keine Aufstiege gemacht worden. Nur aus Königsberg liegt ein Morgenaufstieg vor. (Fig. 25). Daraus geht hervor, daß Königsberg in einer sehr einheitlichen feuchten Luftmasse liegt. Eine weitere Abkühlung in der Höhe ist nicht erfolgt, wohl aber Abkühlung in den unteren Schichten. Für die Verhältnisse in Schlesien kann dieser Aufstieg kaum herangezogen werden. Nur soviel dürfte sicher sein, daß über Schlesien ebenfalls eine einheitliche Luftmasse liegt, da die Maritimluft in der Nacht bis hierher vorgedrungen ist. Die Schneekoppe hat Südwestwind und 100% Feuchtigkeit, eine merkliche Abkühlung hat nicht stattgefunden.

Die Gewitter beginnen von 14—17h längs des Kammes der Sudeten und ziehen dann in nordöstlicher Richtung ins Odertal und teilweise weiter nach Polen. Sie ziehen also mit dem Winde, der in 1000 m Höhe Schlesien überweht. Morgens 8h hat Breslau in 2000 m und 3000 m ebenfalls Südwestwind in Stärke 4.

Eine Deutung für die Gewitter wäre: die aus Südwest herankommenden feuchten Luftmassen werden durch die vorgelagerten Sudeten gewaltsam gehoben. Das Kondensationsniveau liegt tief. Die Schichtung der Luft ist sicher nicht stabil, sondern feuchtlabil, wie es auch in Königsberg der Fall ist. Die Sudeten reichen aus, die Luftmassen bis zum Kondensationsniveau emporzuheben, von dem aus sie dann selbständig weitersteigen. Es ist so auch verständlich, daß gerade hinter den höchsten Erhebungen die stärksten Niederschläge fallen. Hinter dem Riesengebirge als Maximum 144,2 mm, hinter den Glatzer Bergen 101,1 mm.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Überhitzung in Bodennähe und die Abkühlung in der Höhe Gewitterneigung bedingen. Starke Niederschläge in streifenförmiger Anordnung treten dabei aber nur auf, wenn Konvergenzen im Windfelde vorhanden sind, durch die genügende Mengen feuchter Luft herangeführt werden. Diese bedingen auch meistens die Auslösung der Gewitter. Am 15. Juli ist es allein eine festliegende Konvergenz, die die Starkregen verursacht. Die Windstärke war an allen Tagen nur gering.

Beispiel 2.

30./31. Mai 1931.

An diesen beiden Tagen traten in Deutschland verbreitet Niederschläge auf, nur der Osten blieb, abgesehen von vereinzelten örtlichen Schauern, frei davon. (Fig. 26). Die Regen gingen überall in Begleitung von Gewittern nieder. Bestimmte Gebiete treten durch besonders starken Niederschlag hervor, am 30. Mai westlich der Elbe und rings um Berlin und am 31. Mai zwischen Elbe und Oder.

Bemerkenswert ist, daß das Niederschlagsgebiet vom 31. Mai fast vollständig in den Raum zwischen Elbe und Oder hineinpaßt, der am 30. Mai von starkem Regen frei blieb.

Große zusammenhängende Gewitterzüge sind an beiden Tagen nicht vorhanden. Zum Teil entfallen auf eine Regeninsel mehrere Gewitter, die Regeninsel kann dann dadurch zustande kommen, daß mehrere Gewitter zu verschiedenen Zeiten über die gleiche Stelle hinwegziehen. Für das Regengebiet bei Kassel scheint dies zuzutreffen. Die ersten Gewitter entstehen am 30. Mai in Westdeutschland schon am Vormittag. Wenig später treten sie auch an der Oder auf. Von 14h an bilden sie sich dann in ganz Deutschland. Vielfach fallen die Niederschläge als Hagel. Altenwalde meldet zwischen

12 und 13h Gewitter mit Hagelkörnern in Haselnußgröße. Hagel geben ebenfalls noch Magdeburg, Jüterbog, Cottbus und Frankfurt a. d. Oder. Auch am 31. Mai tritt Hagel auf. Müncheberg verzeichnet zweimal Hagel in Kirschengröße.

Die Wetterlage (Fig. 27—30) zeigt: an der Rückseite eines Tiefs über Nordrußland fließt polare Luft südwärts und bildet über Skandinavien ein Teilhoch. Die Kaltluft ist bis nach Nord- und Westdeutschland vorgedrungen, Rügenwalde meldet um 14h 12,6°. Auf See lagert Nebel. In Münster zeigt das

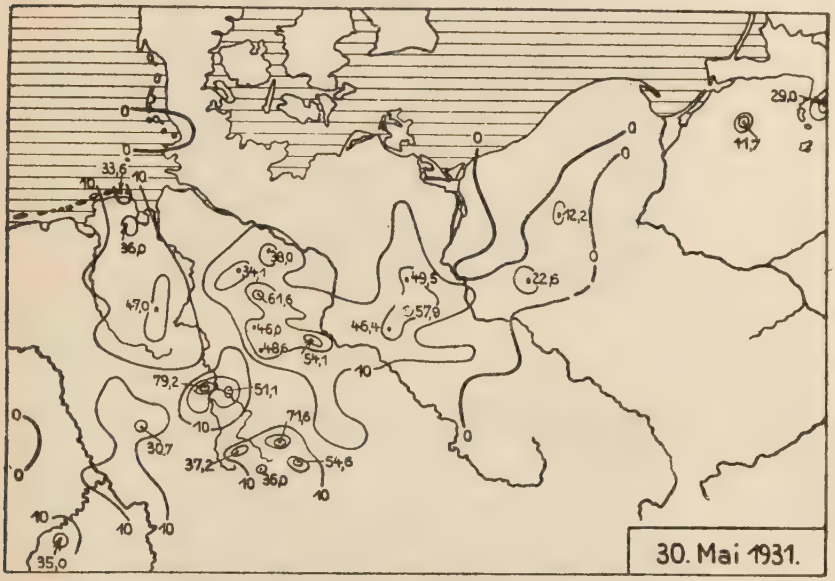
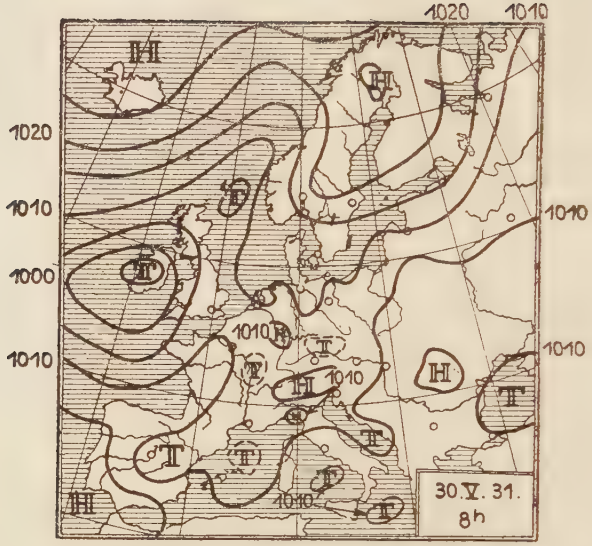


Fig. 26. Niederschlagsverteilung am 30. Mai 1931.

Thermometer nur 15,8° um 14h. Am 31. Mai dringt auch von Westen her kühle Luft landeinwärts. Warme Luftmassen strömen aus Osten heran. Die Gewitterneigung wird dadurch noch weiter verstärkt. Es bilden sich zahlreiche Wärmetiefs. Das Tief über Irland füllt sich auf und wird von dem vordringenden Azorenhoch zusammen mit dem ganzen mitteleuropäischen Tiefdrucksystem nordwärts gedrängt. Dadurch kommt Deutschland in den Bereich einer sehr kühlen Strömung aus Westen, die sich vor allem in der Höhe bemerkbar macht. Der Brocken gibt am 1. Juni morgens 7h nur 5,9° gegenüber 13,2° am Vortage und 16,5° am 30. Mai. Die Abkühlung vom 30. Mai hatte sich bei weitem nicht so stark bemerkbar gemacht, wenigstens nicht in der Höhe. Die Höhenwinde in 2000 und und 3000 m wehten während der ganzen Zeit aus Süden. Erst am 1. Juni wird ganz Deutschland von kühlen Westwinden überströmt.



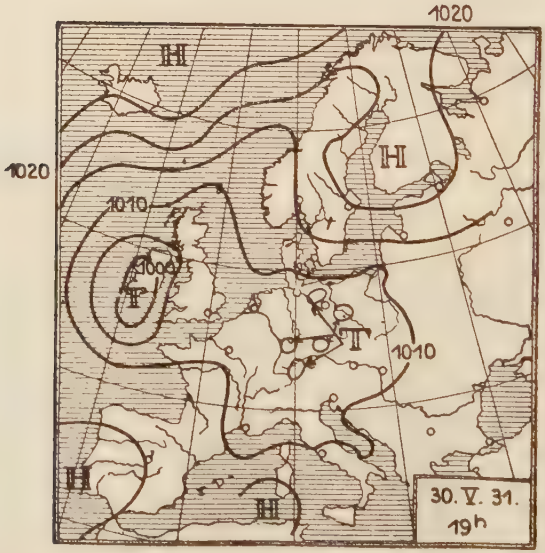
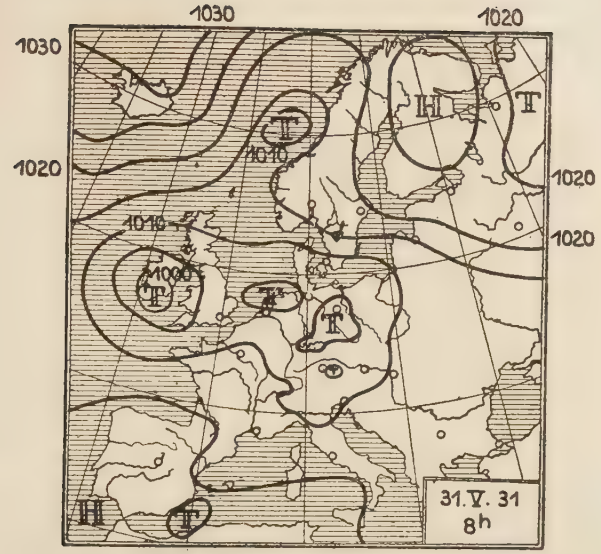


Fig. 27 u. 28. Wetterlage am 30. Mai 1931, 8h u. 19h.



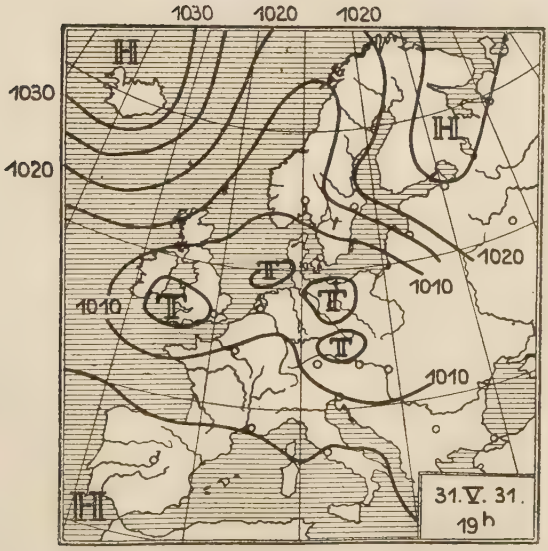


Fig. 29 u. 30. Wetterlage am 31. Mai 1931, 8h u. 19h.

Aus den Temperaturkarten von 14h erkennt man deutlich die Kaltluft. (Fig. 31). Ein Keil warmer Luft erstreckt sich am 30. Mai von Polen her bis zur Lüneburger Heide. Eine Insel mit höherer Temperatur weist Grünberg mit 33,5° auf. Die Gewitter in West-

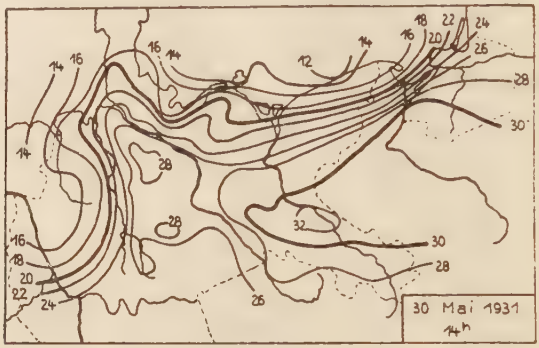


Fig. 31. Temperaturverteilung am 30. Mai 1931, 14h.

deutschland scheinen demnach verschiedene Ursachen zu haben. Es besteht die Möglichkeit der Annahme, daß die Kaltluft bei ihrem Vordringen die Gewitter in den Vormittagsstunden hervorgerufen hat. Diese Gewitter zeigen auch eine Zugrichtung aus West, während die Gewitter im übrigen Deutschland mit der herrschenden Höhenströmung ziehen. Zwischen Elbe und Weser dagegen können die Gewitter als Wärmegewitter angesprochen werden, ebenso die Gewitter um Berlin herum. Die unteren Luftschichten sind genügend stark erwärmt.

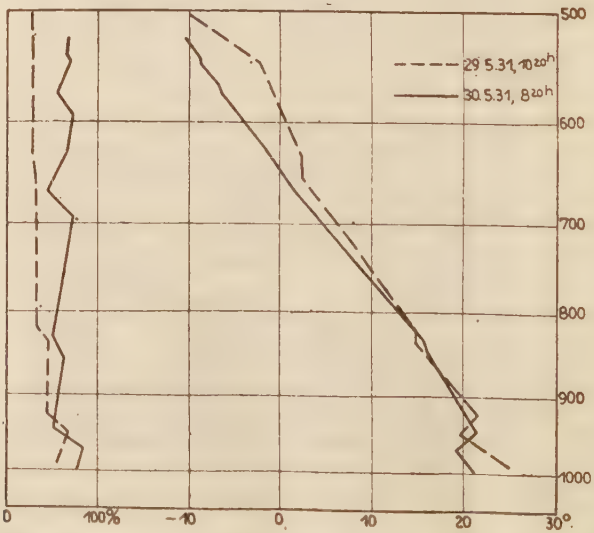


Fig. 32. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Berlin.

Aus den Aufstiegen von Berlin (Fig. 32) und Lindenberg (Fig. 33) geht hervor, daß in der Höhe eine starke Abkühlung gegen den Vortag erfolgt ist, während die Luft unten etwas wärmer geworden

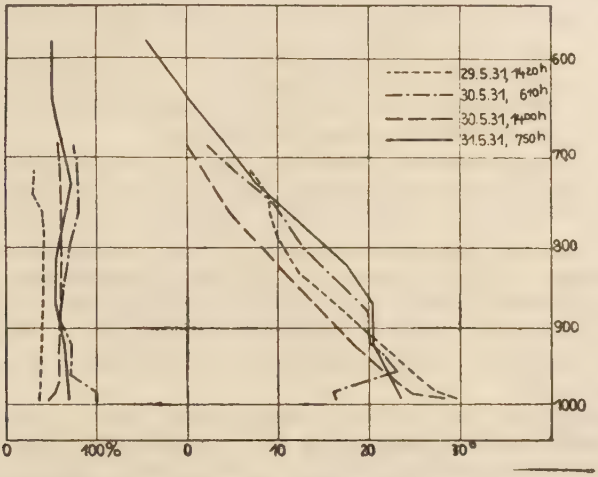


Fig. 33. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Lindenberg.

ist. In der Zeichnung fällt es nicht auf, da der Vergleichsaufstieg des Vortages erst gegen 10^h gemacht wurde. Dazu ist die Luft durchgehend sehr viel feuchter geworden.

In den Gebieten mit hohen Bodentemperaturen ist der vertikale Zustand der Luftmassen günstig für Gewitterbildung. Gerade in den wärmsten Gebieten treten sie jedoch nicht auf. Vielleicht liegt der

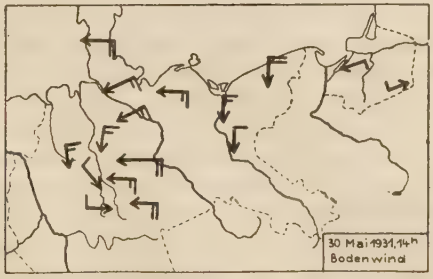


Fig. 34. Windrichtung und -stärke am 30. Mai 1931, 14^h.

Grund darin, daß die Luftmassen in Schlesien zu trocken sind, 30 % bis 40 % wurden um 14^h am Boden gemessen. Für die Gewitter von der Weser bis zur Elbe scheinen wieder Konvergenzen die auslösende Ursache gewesen zu sein, wie aus der 14^h Karte der Bodenwinde hervorgeht. (Fig. 34.) Die Gewitter zwischen Ems und Weser

sind ebenfalls durch Konvergenz ausgelöst, wenigstens so weit, als sie sich in den Nachmittagsstunden bilden. Wahrscheinlich hat der Vorgang sich so abgespielt, daß die in diesem Gebiet mehrfach wechselnden Winde zu bestimmten Zeiten Gewitterauslösung bewirkt haben, nämlich dann, wenn die Winde aus den kalten Räumen in das wärmere Gebiet wehten und dabei in Konvergenz zur herrschenden Hauptrichtung getreten sind. Die kalte Luft kann sich unter die wärmere schieben und gibt einer größeren Luftmasse dadurch den Anstoß zu einer Vertikalbewegung.

Man ist nun versucht, auch die Gewitter, die die starken Regenfälle um Berlin herum verursachten, auf eine ähnliche Art zu deuten. Die Winde wehen aus dem kalten Gebiet in das warme. Dagegen spricht aber, daß der Umsturzprozeß zuerst im Süden dieser Regeninsel beginnt. Was in diesem Fall die auslösende Ursache war, kann nicht angegeben werden. Die Winde wehen gerade in der Gegend um Berlin herum aus verschiedenen Richtungen. Vielleicht hat irgendwo eine sich zufällig ergebende lokale Konvergenz den Anstoß gegeben.

Eigentümlich ist, daß der Zustrom kalter Luft aus Norden an der pommerschen und ostpreußischen Küste und ihrem Hinterland trotz günstiger Windverhältnisse nicht zu Gewittern führte. Man muß annehmen, daß entweder die Luft sehr stabil geschichtet war oder daß die Kaltluft sehr seicht gewesen ist.

Aus den Windverhältnissen in der Höhe über den Küstenstationen geht hervor, daß die aus Norden zuströmende Kaltluft nur bis in geringe Höhe reicht. Über Stettin erreicht sie etwas mehr als 200 m, während sie über Danzig unterhalb der 200 m Grenze bleibt. Über dieser seichten Kaltluftmasse weht eine einheitliche Süd- bis Südostströmung. Eine Erklärung würde sich vielleicht finden lassen, wenn ein Aufstieg in dieser Gegend vorhanden wäre.

Am 31. Mai treten zwischen Elbe und Oder und im Saalebereich schwere Gewitter mit ergiebigen Regenfällen auf, gerade dort, wo am Vortag eine Schauer- und Gewittertätigkeit nur schwach vorhanden war oder sogar gänzlich fehlte. (Fig. 35.) Das läßt darauf schließen, daß die Gewitter am 30. Mai in ihrem Bereich den Gleichgewichtszustand der Luft wiederhergestellt haben. In den nicht von ihnen betroffenen Räumen blieb die Gewitterneigung bestehen. Deutlich ist auch ein Auseinanderströmen der Luft in den Gebieten mit geringem Niederschlag zu erkennen. Aus welchen Ursachen diese Divergenz zu erklären ist, ist ungewiß.

Die Temperaturkarte am Boden von 14^h (Fig. 36) zeigt eine Wärmezunge etwa an der gleichen Stelle wie am Vortage. Sie ist jedoch lange nicht so ausgeprägt. Das Gewitter- und Starkregengebiet wird nach Westen durch die 24°-Isotherme begrenzt. Im Westen Deutschlands machen sich die kühlen Westwinde bemerkbar, die um 14^h schon bis weit über die Weser hinaus vorgedrungen sind. Dadurch erklären sich die Gewitter in Thüringen. Die Luft

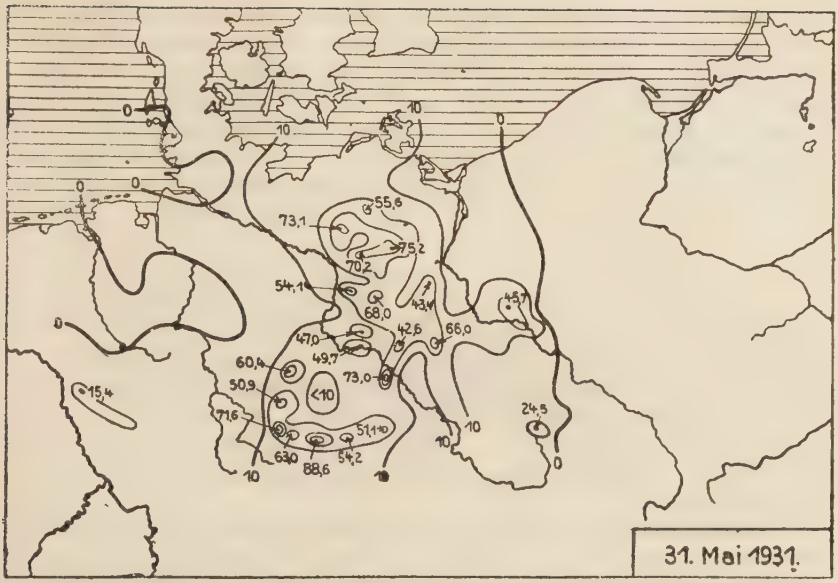


Fig. 35. Niederschlagsverteilung am 31. Mai 1931.

aus West wird durch die vorgelagerten Berge gehoben. Im Lee des Thüringer Waldes und des Harzes haben sich die Gewitter voll entwickelt. Da die Luft sehr feucht ist, gehen in einem schmalen Strei-

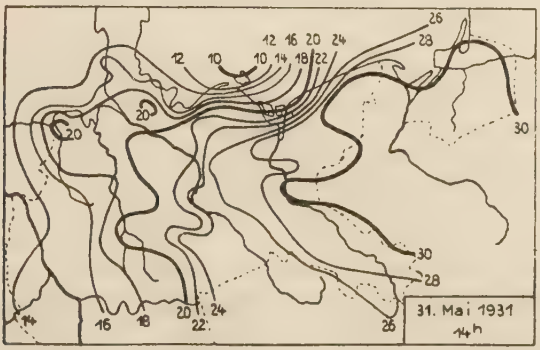


Fig. 36. Temperaturverteilung am 31. Mai 1931, 14^h.

fen parallel zur Streichrichtung der Berge starke Niederschläge nieder. Etwas weiter entfernt findet sich eine Insel mit geringem Niederschlag, die als ein Gebiet mit absteigender Luftbewegung gedeutet werden kann. Den schematisierten Vorgang gibt Fig. 37 wieder.

Im Raum zwischen Elbe und Oder entstehen in der Zeit von 15—17^h zahlreiche lokale Gewitter, die nur langsam mit der oberen Windströmung ziehen. Die Höhenwinde wehen über Lindenberg, Berlin und Königsberg schwach aus südlichen bis südöstlichen Richtungen. Weitere Angaben sind nicht vorhanden, da der 31. Mai 1931 auf einen Sonntag fiel. An aerologischem Material liegt nur ein Aufstieg aus Lindenberg (Fig. 33) vor. Gegenüber den Nachmittags-

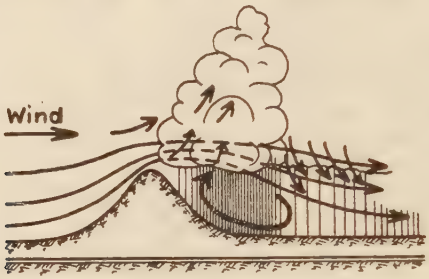


Fig. 37. Schema von Gewitterstarkregen im Lee von Gebirgen.

werten des Vortages ist in mittleren Höhen eine Erwärmung bis stellenweise um 8° von statten gegangen. Die relative Feuchtigkeit ist die gleiche geblieben. Durch die Erwärmung wird das Temperaturgefälle in den mittleren Schichten so stark, daß die Temperaturkurve auf große Strecken parallel oder nahezu parallel der Trockenadiabate verläuft. Da Lindenberg im Bereich der warmen südöst-

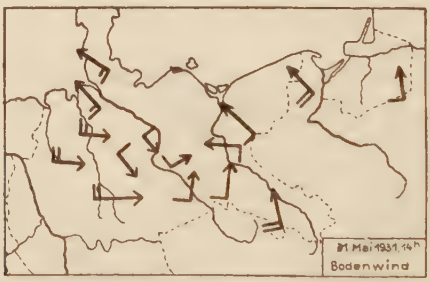


Fig. 38. Windrichtung und -stärke am 31. Mai 1931, 14^h.

lichen Strömung liegt, die die am Vortage eingedrungene Kaltluftmasse in mittleren Schichten wieder zurückgedrängt haben kann, und da außerdem die Bodenwerte der Temperatur und Feuchtigkeit sich in die Umgebung einpassen, wird angenommen, daß auch die in der Höhe registrierten Werte reell sind. Ob eine Abkühlung in den oberen Luftschichten der unteren Abkühlung vorausgeht, kann nicht entschieden werden, da außer dem Lindenberger kein Aufstieg vorliegt.

Die Gewitter entstehen in dem Mischungsbereich des warmen südöstlichen Luftstromes und der sehr feuchten kühlen Maritimluft. Es ist also wieder Konvergenz der Luftmassen, die zur Auslösung führt. Fig. 38 zeigt deutlich die Mischungszone. In den Nachtstunden dehnt die Westströmung ihren Bereich auf ganz Deutschland aus.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß beim Übergang von warmem trockenem zu kühlem feuchtem Wetter zahlreiche lokale Gewitter mit starken Regenfällen im größten Teil Deutschlands niedergehen.

Die Schauerbildung wird begünstigt durch einen Kälteeinbruch aus Norden am 30. Mai, der im Küstenbereich der Ostsee und in Westdeutschland am Boden abgestoppt wird, sich in der Höhe aber über ganz Norddeutschland durch Abkühlung von 2—5° bemerkbar macht. Am 31. Mai bedingt die westliche Strömung wahrscheinlich noch eine weitere Abkühlung in hohen Schichten. Infolge Fehlens jeglichen aerologischen Materials läßt sich darüber nichts aussagen. Der Anstoß zur Umlagerung wird in den meisten Fällen durch Konvergenzen gegeben, in Thüringen durch Stau der Luft an Bergen. Da die Luft sehr feucht ist, treten große Regenmengen auf. Dadurch, daß mehrere Gewitter nacheinander über die einzelnen Beobachtungspunkte hinwegziehen, entstehen ebenfalls an einigen Stellen Starkregeninseln.

Beispiel 3.

21./22. August 1932.

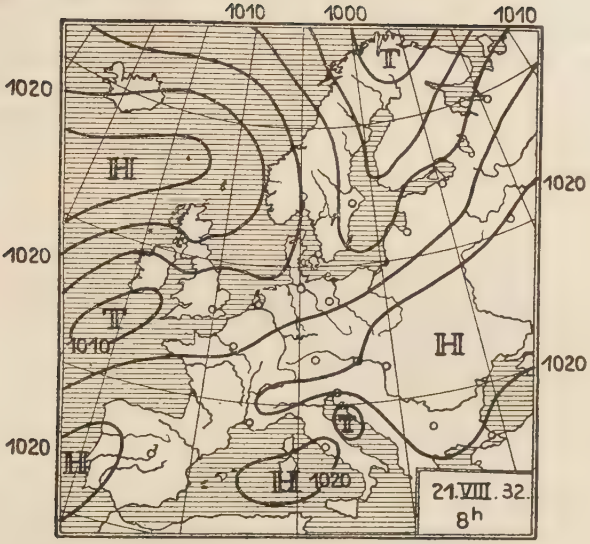
Bis auf den Osten sind am 21. August überall in Deutschland Niederschläge gefallen (Fig. 39). Einige Gebiete in Mitteldeutschland und die ganze Küste fallen durch verstärkten Regen auf. Soweit sich aus den ziemlich ungenauen Gewitterbeobachtungen ersehen läßt, scheint der Regenstreifen längs der Küste in der Hauptsache durch einen Gewitterzug bedingt zu sein, der gegen 11^h an der Nordseeküste beginnt und gegen Mitternacht an der pommerschen Küste endigt.

Am 22. treten die starken Regenfälle wieder besonders in Küstennähe auf (Fig. 40). Eine Abzweigung von diesem Regengebiet verläuft im Elbebereich etwa von Dömitz bis Dresden. Eine Insel mit stärkerem Niederschlag hat ihr Maximum in Hamburg. Einige weitere Gebiete mit Regen von mehr als 10 mm liegen über ganz Norddeutschland verstreut. Östlich der Weser gingen die Regen in Begleitung von Gewittern nieder, westlich der Weser fallen sie in Form von Schauern ohne elektrische Entladungen. Große zusammenhängende Gewitterzüge sind nicht zu erkennen.

Die Wetterlage ist aus den Figuren 41—43 zu ersehen. Ein Tiefdruckgebiet liegt über Nordskandinavien. Es erstreckt einen

Fig. 39. Niederschlagsverteilung am 21. August 1932.

Fig. 40. Niederschlagsverteilung am 22. August 1932.



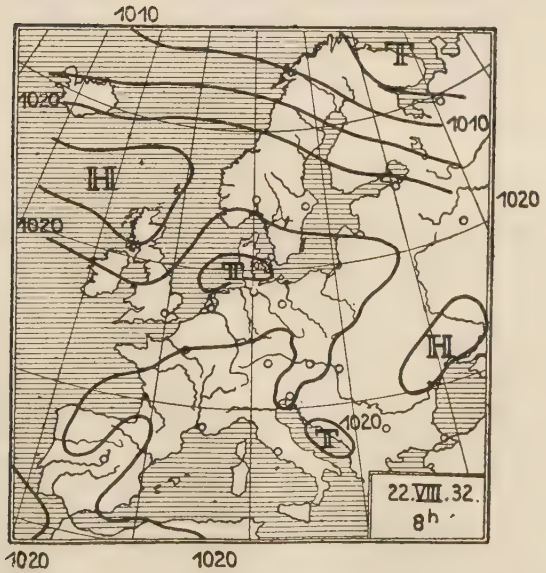


Fig. 41 u. 42. Wetterlage am 21. u. 22. August 1932, 8h.

Ausläufer über den Kanal bis auf den Atlantischen Ozean hinaus. An der Rückseite des Tiefs strömt kalte Luft in südöstlicher Richtung. Die Kaltluft verstärkt das Hoch im Norden Englands und schafft eine Hochdruckbrücke zu dem Hoch über Südost- und Osteuropa. Der Tiefdruckausläufer wird dadurch von dem Kern über Nordfinnland abgetrennt. Ein Tiefdruckkern von 1015 mbar bildet sich über der Deutschen Bucht und wandert am 22. August mit großer Geschwindigkeit nach Polen.

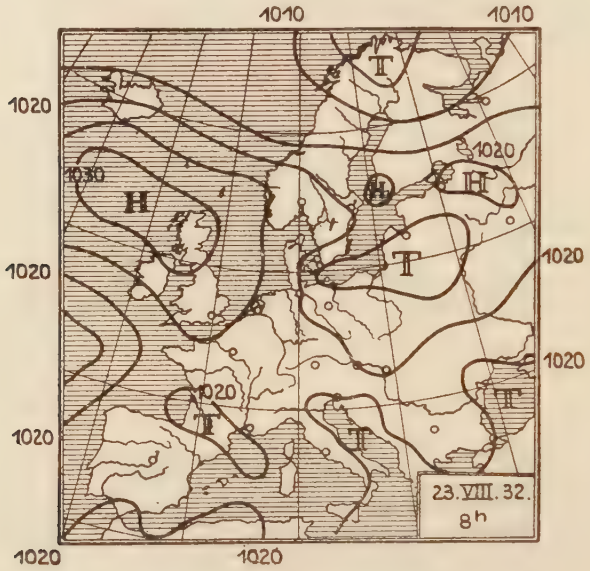


Fig. 43. Wetterlage am 23. August 1932, 8^h.

Eine genaue Untersuchung des 21. August stößt auf Schwierigkeit, da dieser Tag ein Sonntag ist und jegliches aerologische Material fehlt. Dennoch soll eine Deutung, so gut es geht, versucht werden.

Die Kaltluft erreicht die deutsche Nordseeküste am 21. August in den Morgenstunden. Sie verursacht von 9^h an leichte Gewitter. Die ersten schweren Gewitter treten gegen 11^h an den west- und ostfriesischen Inseln auf. Die Regenfälle um Helgoland sind nicht von Gewittern begleitet. Sie können durch Konvergenz der Windströmungen in diesem Gebiet erklärt werden (Fig. 44). Zeitlich passen sie aber in den großen Gewitterzug hinein, sie beginnen gegen 12^h und enden um 14^h.

Bei der Betrachtung der Temperaturkarte von 14^h (Fig. 45) fällt sofort auf, daß der Gewitterzug vollständig in das Häufungsgebiet der Isothermen fällt. Das horizontale Temperaturgefälle ist so stark,

daß längs der Küste des Stettiner Haffs die Temperatur auf 60 km um 10° abnimmt. Dort wo die Isothermen sich drängen, sind günstige Bedingungen für Gewitterbildung vorhanden. Durch die Nordwinde wird kühlere Luft unter die wärmere getrieben. In der Tat kommt es an einzelnen Stellen zu örtlichen schwachen Gewittern.

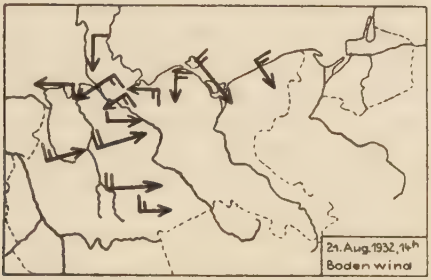


Fig. 44. Windrichtung und -stärke am 21. August 1932, 14h.

Um größere Umlagerungen herbeizuführen, reicht die Energie der kalten Luft wahrscheinlich nicht aus. Entsteht nun an irgendeiner Stelle — in diesem Fall im Bereich der Elbemündung — ein stärkeres Gewitter, so wird es bei seiner Fortpflanzung dieses Gebiet bevorzugen, da die Luftmassen eines verhältnismäßig nur kleinen Anstoßes bedürfen, um positive Labilität zu erhalten und selbständig

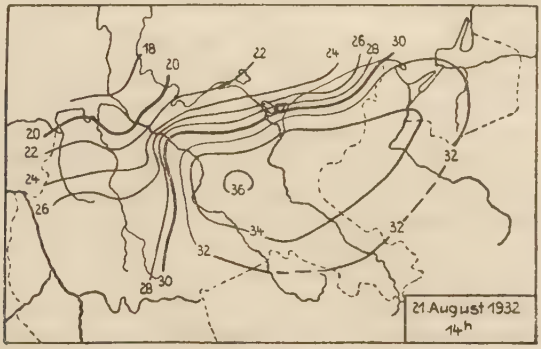


Fig. 45. Temperaturverteilung am 21. August 1932, 14h.

weiter zu steigen. Die Hauptarbeit der Hebung wurde schon durch die eingedrungene Kaltluft geleistet. Die Energie des heranziehenden Gewitters muß so groß sein, daß es kleine Räume mit weniger günstiger Schichtung überwinden kann, was den kleinen örtlichen Gewitterschauern nicht möglich war. Räume mit weniger günstiger Schichtung könnten dort vorhanden sein, wo die sehr langsam vordringende Kaltluft besonders seicht ist. Die eingebrochene Kaltluft

am Boden reicht also nicht aus, um die vorgelagerte Luft bis zum Kondensationsniveau zu heben. Dazu bedurfte es erst der Kräfte, die in einem stärkeren Gewitter liegen. Das mit der oberen Westströmung herankommende Gewitter hatte die genügend große Energie, um die restliche Hebung zu bewerkstelligen.

In Mittel- und Ostdeutschland sind die Temperaturen bis zu sehr hohen Werten angestiegen. Sie überschreiten überall 30°. Das Maximum um 14h gibt Potsdam mit 36,5° an. In dem Raum mit hohen Bodentemperaturen kommt es nur ganz vereinzelt zu Gewittern. Niederschläge fallen nur wenige, die größte Regenmenge tritt südöstlich von Berlin auf mit einer Höhe von 7,9 mm. Die größten Teile der Wärmeinsel sind ganz frei von Regen. Die Gewitter und Niederschläge, die in ihrem westlichen Teil auftreten,

Fig. 46. Windrichtung u. -stärke am 2. August 1932, 7h.

sind wahrscheinlich nur die letzten Ausläufer aus den Störungsgebieten westlich der Elbe. Für diese Annahme spricht, daß die letzten Gewitter um 19h gemeldet werden. Vergleicht man die Zeiten, zu denen die Gewitter auftreten, mit dem Vordringen der Westwinde, so findet man, daß beides zeitlich übereinstimmt. Die kühleren Luftmassen aus Westen scheinen danach die vorgelagerte Luft vom Boden abzuheben und so eine ausgedehnte Gewitterfront zu bilden. Die Westwinde sind um 14h bis zur Elbe vorgedrungen. Hier werden sie gestoppt. Wie aus der Windkarte vom 22. August morgens 7h (Fig. 46) hervorgeht, sind sie bis zu dieser Zeit noch nicht weiter vorangekommen. Starke Regenfälle treten nur deshalb nicht auf, weil die verdrängte Luft sehr trocken ist.

Die Gewitter längs der Küste haben nicht diese Ursache. Dabei wirkt der starke horizontale Temperaturgradient. Die Westwinde können sich hier erst am nächsten Tag durchsetzen.

Durch die Westströmung erfolgt auch in der Höhe eine Abkühlung, die bis zur Brockenhöhe etwa zu gleicher Zeit wie am Boden eintritt. Der Brocken meldet zu den drei Beobachtungsterminen 20,8°, 19,4°, 17,2°. In den Vormittagsstunden trifft hier die kühlere Luft ein. Ähnlich ist es bei der Brockentalstation Schmatzfeld. Hier

zeigt das Thermometer um 7^h 27,0° und um 14^h 27,7°. Die kühle Luft läßt nur eine sehr geringe mittägliche Erwärmung zu.

Die reichlichen Niederschläge nördlich des Mains sind in der Nacht vom 21. zum 22. August gefallen. Die Gewitter, in deren Verlauf sie niedergingen, sind wohl am Taunus und am Westerwald ent-

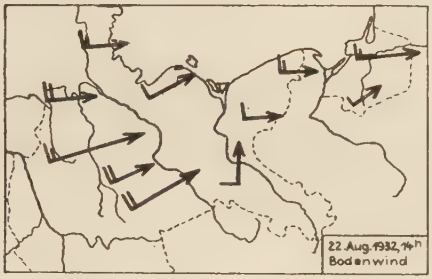


Fig. 47. Windrichtung u. -stärke am 22. August 1932, 14^h.

standen. Auch die Niederschläge in der Nähe des Harzes rühren von einem Gewitter her, das sich am 22. August zwischen 6 und 8^h entlud. Die Fortsetzung dieses Gewitters ist noch auf der Regenkarte vom 22. August erkennbar.

Am 22. August erkennt man zwei durch ganz Norddeutschland verlaufende Gewitterfronten, die sich von West nach Ost fort-

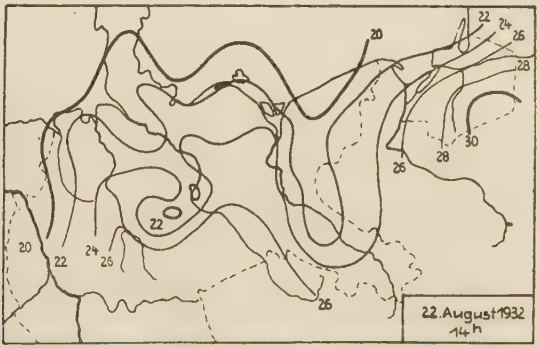


Fig 48. Temperaturverteilung am 22. August 1932, 14^h.

pflanzen. Die erste Front fällt ungefähr mit dem Durchbruch der westlichen Winde zusammen (Fig. 47). Sie ist in ihren Anfängen an der Elbe in den Morgenstunden zu erkennen und kann bis nach Schlesien und Ostpreußen verfolgt werden. Um 14^h kann man ihren Verlauf in der Einbuchtung der Isothermen im östlichen Norddeutschland erkennen (Fig. 48). An der zweiten Front, die etwa 8—10 Stunden später folgt, treten Gewitter vielerorts lokal auf.

Die Niederschläge fallen vielfach ohne elektrische Entladungen in Form von Schauern. Westlich der Weser treten keine Gewitter mehr auf. Die ganzen Niederschläge um Hamburg herum rühren von starken Schauern her, die in der Zeit von 10^{32}—17^{h} mehrfach über das Gebiet hinwegzogen. Diese zweite Front ist die Rückseite des Tiefs, das sich am 22. August von der Nordsee bis nach Nordpolen verlagerte, wie wir früher auf der Wetterkarte gesehen haben.

Die Rückseitenschauer treten in Küstennähe meist ohne elektrische Erscheinungen auf. Weiter landeinwärts werden sie mehr in Form von Gewittern gemeldet. Das läßt den Schluß zu, daß außer der einbrechenden Kaltluft auch Geländeverschiedenheiten wirksam

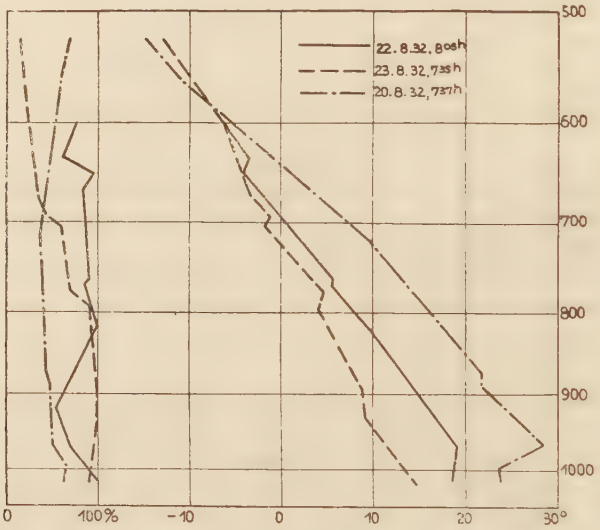


Fig. 49. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Hamburg.

werden und dadurch eine verstärkte Vertikalbewegung zustande kommt.

Aus den Aufstiegen geht hervor, daß die Vorgänge in der freien Atmosphäre einer Gewitterbildung entgegenwirken. Ein Vergleich gegen den Vortag ist nicht möglich. Verglichen werden können die Aufstiege vom 22. und 23. August morgens. Dadurch werden gerade die Veränderungen erfaßt, die in dem untersuchten Zeitraum vor sich gehen. In Hamburg (Fig. 49) kühlt sich die Luft in den unteren und mittleren Schichten am 22. August weiter ab. Die relative Feuchtigkeit nimmt in den unteren Schichten zu, ein Zeichen, daß kühle feuchte Luft eindringt. In mittleren Schichten und in der Höhe nimmt die Feuchtigkeit stark ab. In der Höhe sinkt die Luft

ab. Schon am 22. morgens liegt in etwa 4000 m eine Absinkinversion. Am 23. sind Absinkinversionen in 2300 und 3200 m vorhanden. Im Gipfelpunkt beträgt die relative Feuchtigkeit am 23. August morgens nur 15 %. Wenn der Wert vielleicht auch zu niedrig ist, so ist doch soviel zu erkennen, daß die Luft außergewöhnlich trocken ist. Man ist daher sicher berechtigt, auf ein Absinken zu schließen. In dem Wetterbericht der Seewarte wird ebenfalls von einer absinkenden Luftbewegung gesprochen. Die Drachenaufstiege von Wilhelmshaven-Schilling (Fig. 50) zeigen das gleiche Bild. Die Gewitter müssen danach in Norddeutschland als Frontgewitter bezeichnet werden.

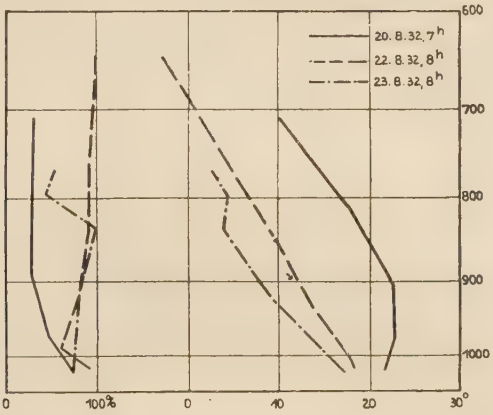


Fig. 50. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Wilhelmshaven-Schillig.

Aus welchen Gründen die stärkeren Niederschläge an der Küste und längs der Elbe gefallen sind, läßt sich schwer feststellen. Dem Küsteneinfluß können sie nicht zuzuschreiben sein. Die Winde sind nicht auflandig, sie wehen aus West und Westsüdwest. Es liegen in diesen Gegenden die Höhenzüge der mecklenburgischen und pommerschen Seenplatte und in der Nähe der Elbe die mitteldeutschen Höhenzüge mit dem Fläming als der höchsten Erhebung. Es ist schon vielfach nachgewiesen, daß kleine Geländeerhebungen eine wesentliche Verstärkung des Niederschlags bringen können (26). Ob es aber in dem Maße möglich ist wie es tatsächlich der Fall ist, muß bezweifelt werden. Immerhin kann man sagen, daß es bei einer öfteren Wiederholung von Schauern eher möglich erscheint.

Die Gewitter, bei deren Vorüberzug die meisten Regenfälle niedergingen, entstanden aus den starken Temperaturgegensätzen in der Horizontalen. Auslösend wirkten Geländeformationen oder günstige, d. h. von Kalt nach Warm wehende Winde. Verstärkenden Einfluß auf den Niederschlag vom 22. August hatte wahrscheinlich die Beschaffenheit des Bodens.

Beispiel 4.

14. Juli 1927.

Im größten Teil Norddeutschlands fallen Niederschläge (Fig. 51). Frei vom Regen sind der Küstenbereich der Nordsee und Hinterpommern und Ostpreußen. Bis zur Elbe treten Gewitter nur vereinzelt in den Abendstunden an den Stellen auf, die sich in Rheinnähe durch verstärkten Niederschlag auszeichnen. Uns interessiert jedoch vor allem der Streifen mit stärkerem Regen, der sich von den

Fig. 51. Niederschlagsverteilung am 14. Juli 1927.

Sudeten bis nach Rügen erstreckt. In diesem Streifen gehen die Niederschläge überall im Verlauf von Gewittern nieder. Die Luftmassenumlagerung beginnt kurz vor 11^{h} am Rande der Sudeten. Putbus auf Rügen meldet Gewitter von 1^{50}—5^{15h} am nächsten Morgen. In den zwischen Sudeten und Ostseeküste liegenden Beobachtungsorten passen die Gewittermeldungen zum großen Teil so hinein, daß man von einem zusammenhängenden Gewitterzug sprechen kann.

Die Wetterlage ist für Gewitterentwicklung günstig (Fig. 52). Eine sehr gleichmäßige Luftdruckverteilung herrscht über Mitteleuropa. Ein schwaches Tief, das um 14^{h} über Nordfrankreich und dem Oberrhein gelegen ist, erstreckt seinen Einfluß bis etwa zur Elbe und ruft in diesem Raum geringe bis mäßige Niederschläge hervor.

Diese Regenfälle bewirken eine Abkühlung, die sich bis zur Elbe bemerkbar macht. In Ostdeutschland ist es ziemlich warm. Zwischen Elbe und Oder drängen sich daher die Isothermen (Fig. 53). In dem Isothermen-Häufungsraume bewegt sich der Gewitterzug in Richtung des Höhenwindes. Im Bereich der warmen Bodenluft treten

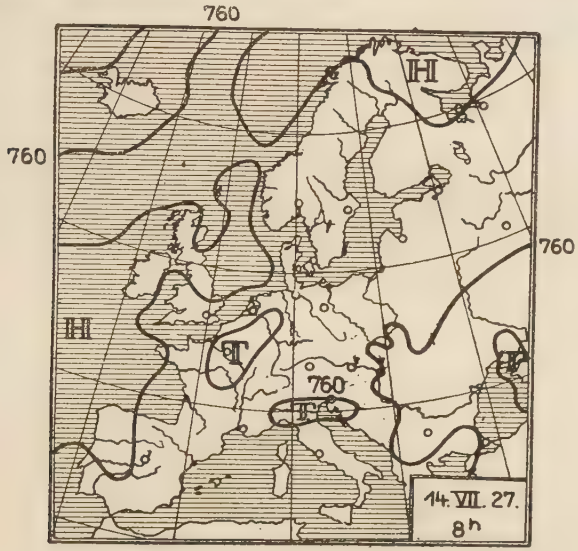


Fig. 52. Wetterlage am 14. Juli 1927, 8h.

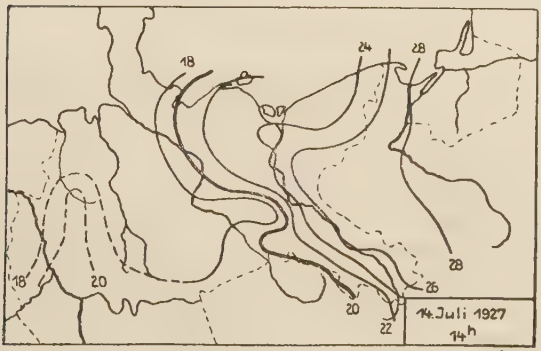


Fig. 53. Temperaturverteilung am 14. Juli 1927, 14h.

Gewitter nicht auf. Das deutet darauf hin, daß eine Abkühlung in der Höhe zur Entstabilisierung nicht beigetragen hat. Weder der Brocken noch die Schneekoppe zeigen eine tiefere Temperatur als in der Zeit vorher. Die Lindenberger Aufstiege (Fig. 54) reichen nur bis etwas über 2000 m Höhe hinauf. Von einer Temperaturerniedrigung ist auch hier nichts zu verspüren.

Dagegen kann man annehmen, daß, wie im vorhergehenden Fall vom 21. August 1932, sich die verhältnismäßig seichte kühlere Luft unter die wärmere geschoben hat. Die so bis dicht unter das Kondensationsniveau gehobenen Luftmassen werden durch das herankommende Gewitter ohne großen Energieaufwand bis über dies Niveau emporgehoben und steigen dann selbständig weiter. Die Winde wehen am Mittagsbeobachtungstermin größtenteils aus Norden. Bis zum Abend hat sich eine westliche Strömung bis zwischen Elbe und Oder fast überall durchgesetzt. Unsere Annahme wird dadurch gestützt.

In verhältnismäßig niedrigen Höhen tritt ein Windsprung auf, der sich über Lindenberg sehr deutlich in der Temperatur- und Feuchtigkeitszustandskurve von 15^h bemerkbar macht. Gegen 16^h

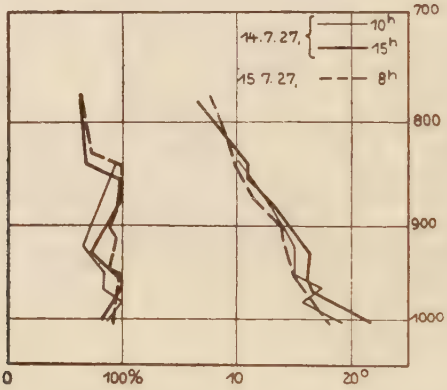


Fig. 54. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Lindenberg.

liegt der Windsprung in etwa 1000 m Höhe. Der Wind weht in der Höhe aus Süd bis Südost. Die Schneekoppe meldet zu allen drei Terminen Südostwind. Alle übrigen vorhandenen deutschen Stationen geben Höhenwinde schwankend zwischen Südsüdwest und Südost, ebenso Prag und Olmütz. Zum Teil reichen diese südlichen Winde sehr tief herab. In Prag und Schkeuditz sind sie schon in 200 m zu finden.

Man kann annehmen, daß das Überströmen der Sudeten die auslösende Ursache zu einer Umlagerung ist. Mit der Höhenströmung ziehen die Gewitter nach Nordwesten und Norden davon. Begünstigt wird die Fortpflanzung dadurch, daß westliche Bodenwinde in dem Gebiet mit starken horizontalen Temperaturgradienten kühlere Luft unter wärmere transportieren können. Außerdem ist eine so plötzliche Änderung der Windrichtung in der Höhe günstig für Gewitterentstehung (3).

Beispiel 5.

6./7. Juli 1931.

In der westlichen Hälfte Norddeutschlands treten unter Gewittererscheinungen am 6. Juli starke Regenfälle auf (Fig. 55). Am 7. Juli wird das Gebiet zwischen Weser und Oder von besonders intensiven Regenfällen betroffen, während es im übrigen Deutschland nur zu mäßigen Niederschlägen kommt (Fig. 56). Außer im Westen, wo sie in Form von Schauern niedergehen, werden die Regen überall von Gewittern begleitet.

Die Wetterkarten (Fig. 57 und 58) zeigen ein Tief über der Nordsee, das sich langsam nach Nordosten verlagert. In den Nachmittags- und Abendstunden erreicht die Kaltluft der Rückseite Nordwest- und Westdeutschland. Hamburg gibt das Eintreffen gegen

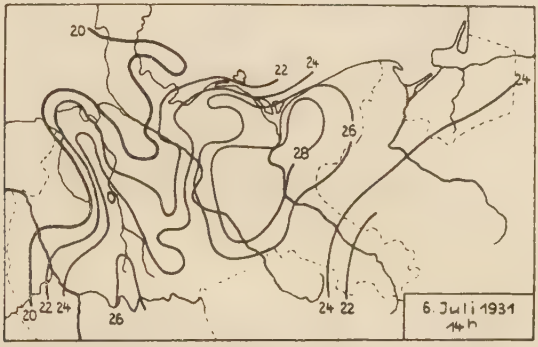


Fig. 59. Temperaturverteilung am 6. Juli 1931, 14^h.

20^h unter Gewittererscheinungen an. Durch die an der Vorderseite des Tiefs aufgleitende Warmluft aus Osten und Südosten sind in Westdeutschland den ganzen Tag über Gewitter verursacht worden. Die erste Staffel der Kaltluft gelangt nur bis zur Elbe. Sie wird sogar rückläufig und ruft dadurch neue Gewitter hervor. Bis zum 7. Juli morgens hat sich das Tief bis zum Mittelmeer ausgedehnt und sich mit den Mittelmeerdepressionen vereinigt. Es haben sich mehrere Teilwirbel gebildet, die sich noch verstärken, da auf der Vorderseite warme Luft heranfließt, und eine zweite Kaltluftstaffel die Abkühlung über die Elbe hinaus vorträgt. Dadurch kommt es zwischen Weser und Oder von den frühen Morgenstunden an wieder zu Gewittern mit starken Niederschlägen.

Aus den Temperaturkarten erkennt man das Vordringen der Kaltluft. Am 6. Juli morgens 7^h ist von kalter Luft nichts zu bemerken. Um 14^h ist sie schon ins Münsterland eingedrungen (Fig. 59). Zwischen Weser und Elbe zeigt sich ein Keil kühlerer Luft. Dort sind im Bereich der Konvergenzlinie zwischen Ost- und Westwinden schon zahlreiche Gewitter mit reichem Niederschlag aufgetreten und

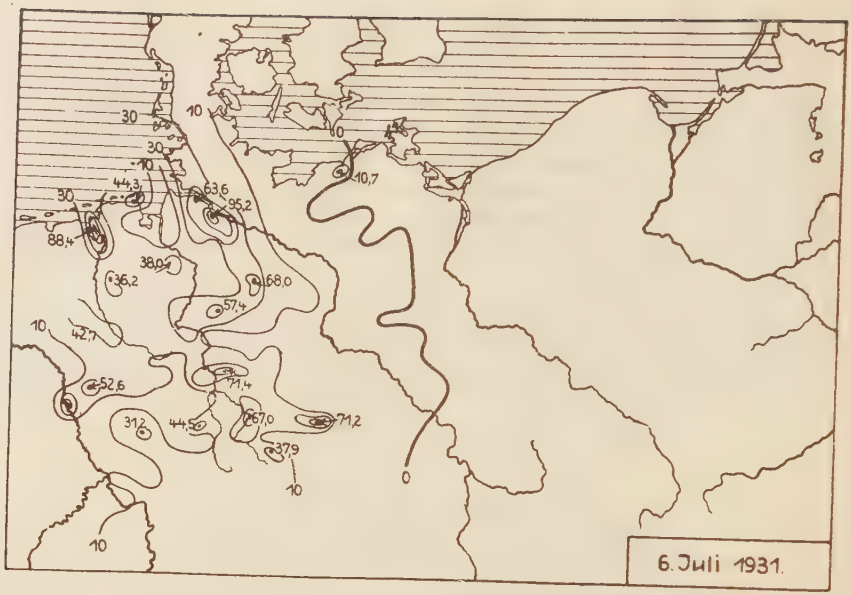


Fig. 55. Niederschlagsverteilung am 6. Juli 1931.

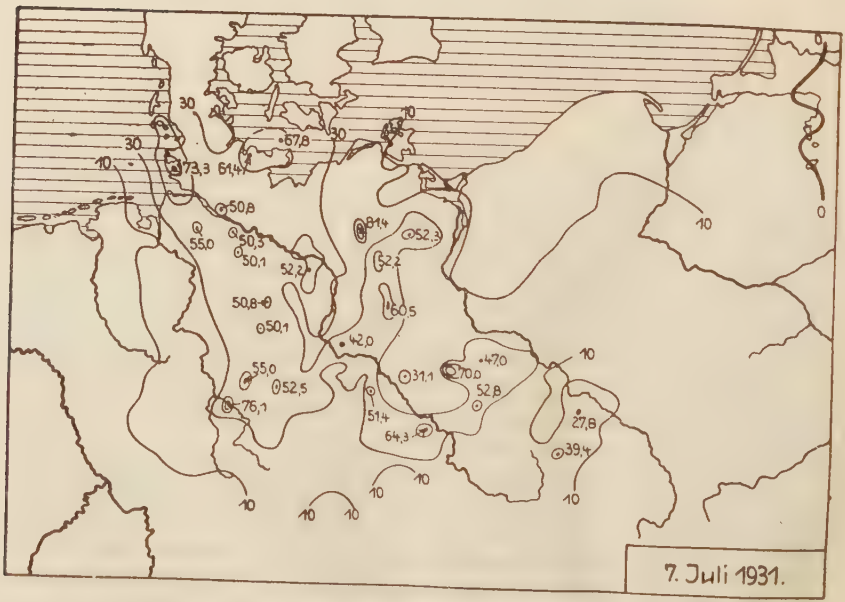


Fig. 56. Niederschlagsverteilung am 7. Juli 1931.

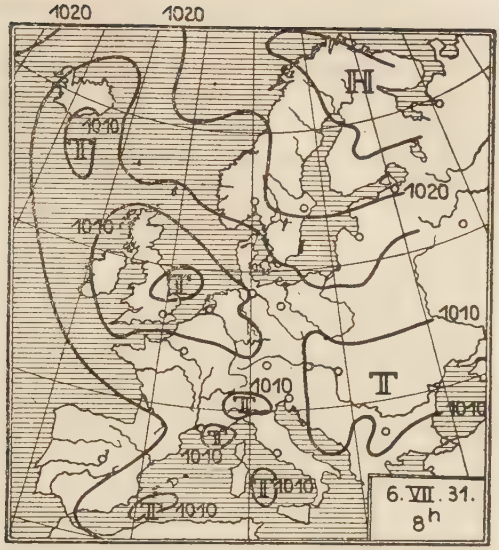


Fig. 57. Wetterlage am 6. Juli 1931, 8h.

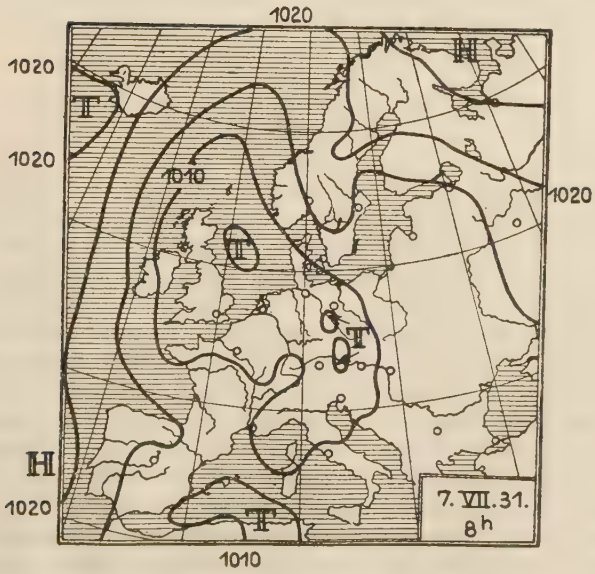


Fig. 58. Wetterlage am 7. Juli 1931, 8h.

haben die Abkühlung hervorgerufen. Dadurch entsteht zwischen Ems und Weser ein Keil warmer Luft. In den Nachmittagsstunden dringt die Kaltluft unter reger Gewittertätigkeit weiter vor und gelangt gegen 22h bis zur Elbe. Aus den Gewittermeldungen läßt sich erkennen, daß die Front dann wieder bis etwa zur Weser rückläufig wird. Am 7. Juli morgens erreicht die zweite Kaltluftstaffel die Weser. Sie dringt bis 14h (Fig. 60) bis über die Elbe hinaus vor und

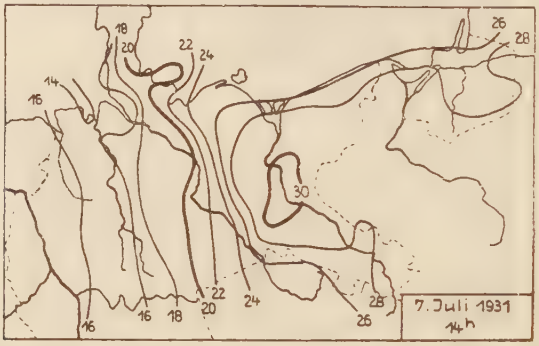


Fig. 60. Temperaturverteilung am 7. Juli 1931, 14h.

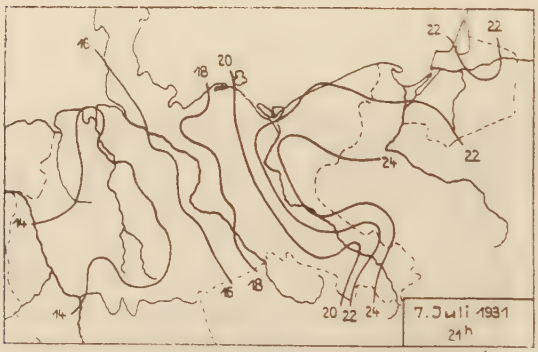


Fig. 61. Temperaturverteilung am 7. Juli 1931, 21h.

hat um 21h die Oder erreicht (Fig. 61). Wieder treten zahlreiche Gewitter auf, die sich während der Nacht und morgens bis zur litauischen Grenze fortsetzen, entsprechend den weiter vordringenden kühlen Westwinden. Da die kalte Luft nur sehr langsam vordringt und Ost- und Westwinde während des ganzen Tages in Konvergenz stehen, treten sehr ergiebige Niederschläge auf. Die Konvergenzlinie ist an beiden Tagen bis in Höhen von 3000 m hinauf zu verfolgen. Am 7. Juli ist sie schon weniger gut zu erkennen, da die Höhenwinde über Süd auf West zu drehen beginnen, sie ist aber noch deutlich vorhanden.

Aus den Aufstiegen ist zu ersehen, daß von einer Abkühlung in der Höhe keine Rede sein kann. Die Abkühlung tritt besonders in den unteren Schichten hervor. In der Höhe erwärmen sich z. T. noch die Luftmassen. In Hamburg (Fig. 62) ist es weniger ausgeprägt. In 4500 m ist jedoch eine leichte Erwärmung festzustellen. Man sieht, daß die Abkühlung nach oben hin immer geringer wird. Die Feuchtigkeit nimmt sogar ab. Vielleicht macht sich in diesen Höhen noch die östliche Luftströmung bemerkbar. Positive Aus-

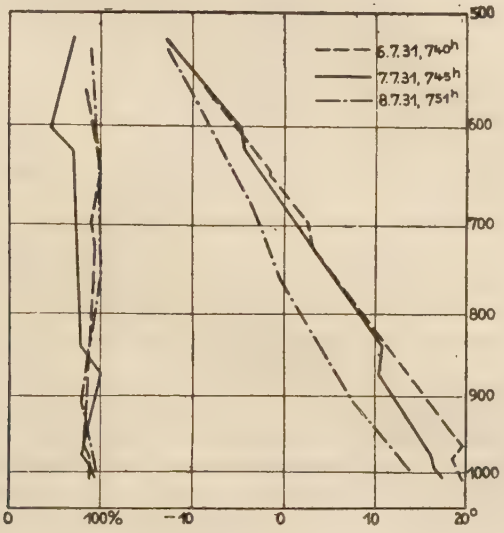


Fig. 62. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Hamburg.

sagen können darüber nicht gemacht werden, da Windmessungen bis zu diesen Höhen nicht vorliegen. Man muß sich hüten, auf einen Vergleich von zwei Aufstiegen allzu großen Wert zu legen. Zwischen den Aufstiegen liegen 24 Stunden. In diesen 24 Stunden können sich allerlei Änderungen vollziehen, die bei einem Vergleich gar nicht erfaßt werden. So ist es durchaus möglich, daß in der Höhe eine Abkühlung erfolgt, die von keinem Aufstieg erfaßt wird, weil inzwischen schon wieder Erwärmung stattgefunden hat.

Von einer Abkühlung der höheren Luftschichten ist in Lindenberg (Fig. 63) bis zu 3000 m ebenfalls nichts zu bemerken. Vom 6. Juli morgens bis kurz vor Beginn der Gewittertätigkeit über Lindenberg am 7. Juli geht in allen Höhen Erwärmung vor sich. Zieht man die Aufstiege vom 8. Juli zum Vergleich heran, so erkennt man, daß die kältere Luft in der Höhe erst am Vormittag des 8. Juli stärker zum Durchbruch gelangt.

Am 8. Juli gehen in Schleswig-Holstein bei starken Westwinden in Stärke 8 sehr ergiebige Landregen nieder. Die Temperaturen erreichen dabei größtenteils nicht einmal 14° als Maximum. In Flensburg fallen bis zum 9. Juli über 150 mm Regen. Norgaardholz meldet vom 8. Juli morgens 2^{30h} bis zum 9. Juli 10^{30h} eine Regenhöhe von 154 mm. In Wyk auf Föhr werden in einem Dauerregen bis zum 10. Juli morgens über 200 mm Regen gemessen.

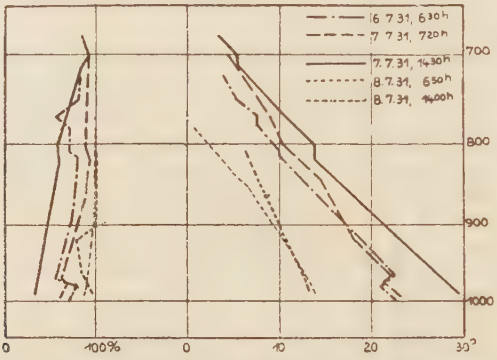


Fig. 63. Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Lindenberg.

Die einbrechende Kaltluft läßt in ganz Deutschland Gewitter entstehen. Dadurch und infolge einer langsam von West nach Ost wandernden, sehr hoch hinaufreichenden Konvergenzfläche kommt es zu sehr ergiebigen Regenfällen. Hinter der Gewitterfront fallen in Schleswig-Holstein schwere Dauerregen, die stellenweise zwei Tage lang anhalten.

Mehrfach trat der Fall ein, daß Streifen mit verstärktem Niederschlag an der Küste der Deutschen Bucht oder in der Deutschen Bucht begannen. Es konnte nachgewiesen werden, daß solche Streifen auf Konvergenzen zurückzuführen sind. Es wurden nun einige Fälle herausgesucht, bei denen, bei sonst gleichmäßiger Beregnung großer Gebietsteile, in Küstennähe stärkere Niederschläge auftraten. Hierbei ergab sich aber, daß Konvergenzen keine Rolle spielen. Es war stets maritime Kaltluft, in der kräftige Instabilitätsschauer teils mit, teils ohne Gewittererscheinungen niedergingen. Die verstärkte Turbulenz in Küstennähe dürfte hier die Ursache der stärkeren Niederschläge sein. Diese Turbulenz ist sicher imstande, Gewitter und Schauer zu verstärken und, falls die Vorbedingungen günstig sind, sie auszulösen. In Küstennähe ist der Wasserdampfgehalt am größten, so daß unter gleichen Bedingungen hier eine größere Wahrscheinlichkeit auf stärkere Kondensation vorhanden ist. Die Starkregengebiete haben in solchen Fällen auch ein ganz anderes Aussehen. Sie treten weniger streifenartig auf, sondern sie haben mehr

den Charakter großer Inseln. Die intensivsten Niederschläge fallen dabei innerhalb des Raumes, der von der Küste und von der Konvergenz-Divergenz-Linie begrenzt wird, die in etwa 75 km Küstenabstand von v. Schubert (25) festgestellt wurde. Sehr deutlich tritt ein solcher Fall am 29. Juli 1930 in Erscheinung. Fig. 64 zeigt den Ausschnitt mit stärkerem Regen. An diesem Tage wehen auflandige Winde, die die Vorbedingung für die Konvergenz-Divergenz-Linie sind.

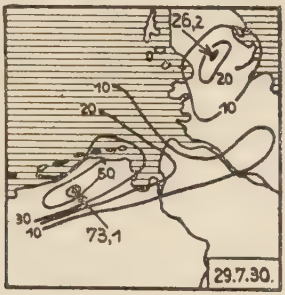


Fig. 64.

Bei allen Regenkarten fällt auf, daß die stärksten Niederschläge inselförmig auftreten. Die größten Niederschlagshöhen sind auf ganz kleine Räume beschränkt. Man muß sich daher bewußt sein, daß die Regenkarten keinen Anspruch auf absolute Richtigkeit erheben können, da die größten Regenmengen in sehr vielen Fällen nicht gerade über einem Meßinstrument fallen. Für eine Untersuchung der Ursachen von Starkregen ist diese Tatsache jedoch unwichtig.

Durch das Gewitter wird das Temperaturgleichgewicht in der Atmosphäre wiederhergestellt. Dieser Vorgang erfolgt bei den Wärmegewittern lokal. Aus der Umgebung wird die überhitzte Luft von allen Seiten zuströmen und ebenfalls in dem gleichen Luftschlauch aufsteigen. An solchen Stellen fallen dann die großen Niederschlagsmengen. Bei Windstille in den mittleren Schichten würden sich die Gewitter rasch ausregnen und sich damit auflösen. Dies tritt ein, wenn die überhitzten, ziemlich wasserdampfreichen Luftmassen, die in der Reichweite des Gewitters liegen, alle herangesaugt sind und nun Luftmassen zuströmen, die ihren Platz eingenommen haben. Diese Luft ist aus höheren Schichten abgesunken, sie ist daher nicht mehr so wasserdampfreich. — Luftruhe in mittleren Schichten ist aber sehr selten vorhanden. Die Gewitter wandern meistens. Sie ziehen über die Gebiete mit der absinkenden Luftbewegung hinweg und bekommen dann wieder überhitzte und wasserdampfreichere Luft in ihren Einflußbereich. Die Regenfälle schwächen sich deshalb nur ab, sie verstärken sich aber wieder, sobald das Gewitter aus dem Bereich der absinkenden Luft heraus ist

und wieder in Räume kommt, die von der Absinkbewegung nicht betroffen wurden, in denen die Luft wasserdampfreicher ist und die Luftmassenschichtung einen Aufwärtsstrom begünstigt. Die stärksten Niederschläge müssen bei Gewitterzügen demnach inselförmig fallen. In einem Gewitterzug wechseln Auf- und Abstiegsgebiete ab. H. v. Ficker (10) hat diese Vorgänge eingehend behandelt. Schon Hellmann (13) hat darauf hingewiesen, daß die maximalen Niederschläge nesterartig auf kleinen Gebieten vorkommen.

Diese Regennester können demnach nur auftreten, wenn schwache Luftbewegung vorhanden ist. In allen untersuchten Fällen war dies auch der Fall. Die schwachen Winde ergeben sich aus der für Gewitterbildung besonders günstigen gleichmäßigen Luftdruckverteilung.

Die geringen Windgeschwindigkeiten sind also eine wichtige Bedingung für das inselartige Auftreten der Starkregen. Bei starken Winden besteht die Wahrscheinlichkeit, daß größere Gebiete gleichmäßig beregnet werden.

Ergebnis.

1. Im allgemeinen traten Starkregen zusammen mit Gewittern auf. Kleine Starkregengebiete fanden sich vielfach im Bereich von lokalen Wärmegewittern. Ausgedehntere Starkregen entstanden fast nur im Grenz- und Mischungsbereich zweier Luftmassen. In allen untersuchten Fällen waren die Luftmassengrenzen deutlich zu erkennen. Zum Teil wurde die Grenze durch eine Häufung der Isothermen kenntlich gemacht, meistens ging sie aber aus Konvergenzen im Strömungsbild eindeutig hervor. Die Grenzfläche ließ sich an einigen Tagen bis in größere Höhen verfolgen.

Bei einem Fall, am 15. Juli 1932, konnte nachgewiesen werden, daß eine den ganzen Tag über festliegende Grenzzone, die von der Deutschen Bucht quer durch Norddeutschland bis nach Schlesien verlief, in ihrem Bereich ergiebige Niederschläge in Form von Landregen brachte, ohne daß Gewitter dabei auftraten.

Ganz deutlich trat in vielen Fällen eine streifenförmige Anordnung der Starkregen in Erscheinung, und zwar dann, wenn die Luftmassengrenze längere Zeit festlag. Die Streifenform wurde mehr oder weniger verwischt, wenn die Grenzzone wanderte. Ergiebige Regenfälle gingen dann über einer größeren Fläche nieder. Aus dieser Fläche hoben sich langgestreckte Gebiete an den Stellen heraus, wo die Konvergenzlinie einige Zeit verweilte oder wo sie — wie am 6. Juli 1931 — sogar rückläufig wurde. Demnach scheinen Konvergenzen den größten Einfluß auf die Entstehung von Starkregen zu haben.

2. Die Temperaturverteilung reichte meist nicht zur Erklärung der Starkregen aus. Günstig für Gewitterbildung mit intensiven Regenfällen scheint die mehrfach wiederkehrende Temperaturverteilung zu sein, daß ein Keil sehr warmer Luft sich von Polen aus nach der norddeutschen Tiefebene — teilweise sogar bis zur Nordsee — erstreckte. Jedoch kam es am 21. August 1932 unter den gleichen Verhältnissen gerade in dem bis zu 36° erwärmten Gebiet nicht zu Niederschlägen, sondern erst dort, wo das stärkste Temperaturgefälle vorhanden war. Dort waren die Winde günstig, so daß man annehmen konnte, daß kleine Böen aus dem kälteren Seitengebiet den aus irgendeinem Grunde entstandenen Gewittern stets neue Energie zuführten, so daß sie sich trotz nicht gerade günstiger atmosphärischer Verhältnisse weiter fortpflanzen konnten. Es fehlte in diesem Fall die Abkühlung in der Höhe. Die starke Erwärmung am Boden reichte nicht aus, um die Luftmassen zum Umsturz zu bringen. Auch in an-

deren Fällen war von einem Instabilwerden in der Vertikalen nichts zu erkennen. — Das Vordringen von kühler Luft wirkte mehrfach fördernd oder auslösend auf Schauer- und Gewitterbildung.

Eine Zunahme des Feuchtigkeitsgehaltes war stets vorhanden.

3. Die Winde waren in fast allen untersuchten Fällen schwach entsprechend der gleichmäßigen Druckverteilung. Aus diesem Grunde konnten die Starkregen nesterartig auftreten. Bei stärkerer Luftbewegung muß angenommen werden, daß eine gleichmäßigere Beregnung vorhanden ist, wie es am 6. und 7. Juli 1931 der Fall war.

Böenvorgänge größeren Stils konnten auch nur an diesem einen Fall nachgewiesen werden.

4. Gebirgswirkung wurde nur an den größeren Erhebungen festgestellt. Der Harz, die Sudeten, die thüringischen und die rheinischen Berge traten mehrfach durch ergiebigere Niederschläge in Erscheinung. Die Höhenzüge der norddeutschen Tiefebene scheinen aber nicht häufiger als das übrige Flachland von Starkregen betroffen zu werden. An 24 untersuchten Tagen konnte nur einmal, am 22. August 1932, festgestellt werden, daß die Höhenzüge sich durch größere Niederschlagsmengen auszeichneten.

5. Zusamenhängende Gewitterzüge traten nur vereinzelt in den Streifen mit Starkregen auf. Nur in den Beispielen, in denen ergiebige Regen im Raum des starken Temperaturgefälles fielen, konnte angenommen werden, daß sie von einem einzigen Gewitter herrührten.

6. Am 13./14. Juli 1932 und am 30./31. Mai 1931 trat der Fall ein, daß die Starkregen des zweiten Tages die Gebiete nicht berührten, die am vorangehenden Tag von ergiebigen Niederschlägen betroffen waren. Dort ist wahrscheinlich durch die Umlagerung des ersten Tages die Luftmassenschichtung so stabilisiert worden, daß am zweiten Tag die Vorgänge im benachbarten Gebiet ihr nichts anhaben konnten. In beiden Fällen ist am zweiten Tag außerdem eine deutliche Divergenz in den regenfreien Gebieten zu erkennen.

7. Auffällig ist, daß sich die Jahre 1931 und 1932 durch zahlreiche Starkregenfälle auszeichnen, während die übrigen untersuchten Jahre 1927 bis 1930 sehr stark in den Hintergrund treten. Diese Tatsache hängt wahrscheinlich mit der allgemeinen Wetterabwicklung zusammen.

Literaturverzeichnis.

1. F. A. Berson: Kaltfronten und präfrontale Vorgänge über Lindenberg in der unteren Troposphäre (Auszug aus der gleichnamigen Dissertation). Meteorolog. Zeitschrift LI, S. 281 (1934).
2. E. G. Calwagen: Zur Diagnose und Prognose lokaler Sommerschauer. Aerologische Flugzeugaufstiege in Ostnorwegen. Geofysiske Publikasjoner Vol. III Nr. 10, 1926.
3. C. I. P. Cave: The structure of the atmosphere, Cambridge 1912.
4. A. Defant: Ergebnisse der Beobachtungen des niederösterreichischen Gewitterstationsnetzes. Met. Z. XXVII, S. 341 ff. (1910).
5. F. Erk: Beziehungen der oberen Inversion zu den Gebieten hohen und tiefen Drucks. Beitr. z. Physik d. freien Atmosphäre III, S. 20 (1910).
6. F. Exner: Zur Frage der überadiabatischen Temperaturgradienten. Met. Z. XXXVI, S. 251 ff. (1919).
7. H. v. Ficker: Kälteeinbrüche über Lindenberg. Met. Z. XXXIX, S. 65 ff. (1912).
8. Ders.: Über die Entstehung lokaler Wärmegitter. Zweite Mitteilung: Die Vorgänge in der freien Atmosphäre über Lindenberg am 2. u. 3. Juli 1914 (Berlin 1932).
9. Ders.: Müller-Pouillet: Lehrbuch der Physik, Bd. V, I, S. 159, Braunschweig 1928.
10. Ders.: Über die Entstehung lokaler Wärmegewitter. Dritte Mitteilung: Die Starkregen in Berlin und Norddeutschland am 14. u. 15. Juli 1932. (SB. 1933).
11. C. Forch: Temperaturen der freien Atmosphäre über der südungarischen Tiefebene. Met. Z. XXXVI, S. 197 ff. (1919).
12. W. Georgii: Reibungsaufwind an Küsten. Met. Z. XXXX, S. 369 (1923).
13. Über den Charakter der Sommerregen in Norddeutschland. Sitzungsberichte der Königl. Preuß. Akademie d. Wissensch. phys.-mathem. Klasse. 1912, S. 282—303 Nr. XVIII.
14. G. Hellmann: Die Niederschläge in den norddeutschen Stromgebieten.
15. K. Langbeck: Die regionalen Besonderheiten der Gewitterentstehung in Norddeutschland. Met. Z. XXXIX, S. 257 (1922).
16. W. Peppler: Über Temperatur und Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre an Gewittertagen.
17. Ders.: Beiträge zur Physik des Cumulus. Beitr. z. Phys d. fr. Atm. X (1921).
18. E. Pernice: Der Spreewald als Gewitterherd. Diss. 1930, Berlin.
19. R. Reidat: Gewitterbildung durch Kaltlufteinbruch in der Höhe. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. XVI, S .291 ff. (1930).
20. A. Refsdal: Der feuchtlabile Niederschlag. Geofys. Publ. Vol. V. Nr. 12 (1930).
21. R. Scherhag: Über die atmosphärischen Zustände bei Gewittern. Diss. Berlin 1931.
22. A. Schmauß: Großstädte und Niederschlag. Met. Z. XXXXIV, S. 339 (1927).
23. Ders.: Kolloidforschung und Meteorologie. Met. Z. XL S. 86 (1923).
24. K. Schneider: Wolkenbeobachtungen bei Flugzeugaufstiegen. Die Arbeiten des Preuß. Aerolog. Observatoriums Lindenberg XV, S. 261 ff. (1926).

25. v. Schubert: Wirkungen des Reibungsunterschiedes über See und Land auf Luftströmungen im Bereich der Deutschen Bucht. Annalen der Hydrographie u. maritimen Meteorologie, 1926, S. 273.
26. H. Seilkopf: Meteorologische Flugerfahrungen im nordwestlichen Deutschland, Ann. d. Hydr. u. marit. Met. 1926, (Köppenheft) S. 75.
27. A. Sprung: Lehrbuch der Meteorologie, S. 284, Hamburg 1885.
28. R. Süring u. A. Mey: Über den Zusammenhang zwischen Gewitterzügen und Niederschlagsgebieten. Veröffentl. des Königl. Preuß. Meteorol. Instituts, Nr. 218, Abh. Bd. III, Nr. 5.
29. R. Süring: Die Gewitter vom 2. Juli 1903, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zu stärkeren Niederschlägen und Hagelfällen. — Ergebnisse der Gewitterbeobachtungen in den Jahren 1903, 1904, 1905. Veröff. d. Kön. Preuß. Met. Instit., Nr. 195, S. XIII.
30. A. Wegener: Thermodynamik der Atmosphäre, Leipzig 1911.
31. G. Wussow: Untere Grenzwerte dichter Regenfälle. Met. Z. XXXIX, S. 173 (1922).
32. Ders.: Häufigkeit und Verbreitung großer Tagesmengen des Niederschlags in Norddeutschland. Abh. d. Preuß. Meteor. Inst. Bd. VII. Nr. 1.
33. Ders.: Gewitterregen zu Berlin am 2. Juli 1912.

Lebenslauf.

Am 30. April 1910 wurde ich als Sohn des Lehrers Otto Ulrich und seiner Ehefrau Margarete, geb. Krohn, zu Waren (Müritz) geboren. Ostern 1931 legte ich dort am humanistischen Gymnasium meine Reifeprüfung ab und ließ mich in der philosophischen Fakultät der Universität Rostock immatrikulieren. Im Verlauf meines Studiums hörte ich in Rostock, Wien, München, Darmstadt und vom Wintersemester 1934/35 ab in Berlin Vorlesungen über Meteorologie, Ozeanographie, Physik, Mathematik, Erdkunde und Philosophie. Am 28. November 1935 bestand ich an der Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin die philosophische Doktorprüfung.

Meine Lehrer waren die Professoren Bartels, Caratheodory, Defant, v. Drygalski, Falckenberg, v. Ficker, Füchtbauer, Furtwängler, Geiger, Georgii, Gerlach, Hascheck, Hofmann, Kähler, Knoch, Kölzer, Pauli, Perron, Rau, Robitzsch, Schmauß, Thomsen, Tietze, Wehnelt, Wüst, denen ich allen meinen Dank ausspreche. In erster Linie bin ich Herrn Professor von Ficker zu Dank verpflichtet, auf dessen Anregung diese Dissertation im Meteorologischen Institut zu Berlin entstand.